連動型地震の発生予測のための活断層調査研究

令和3年度成果報告書

令和4年3月

文部科学省研究開発局 国立研究開発法人産業技術総合研究所

本報告書は、文部科学省の科学技術基礎調査等委託事業による委 託業務として、国立研究開発法人産業技術総合研究所が実施した 令和3年度「連動型地震の発生予測のための活断層調査研究」の 成果を取りまとめたものです。 1 変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査



徳島県鳴門市阿波大谷地区における 3D トレンチ。(上段) ドローン LiDAR による 0.1m DEM の地形陰影図とトレンチ掘削位置。(下段) 断層直交トレンチ西壁面の断層とイベン ト解釈。番号は地層番号。

2 地殻応力場推定のための微小地震解析



全国応力地図による、四国地域の水平主圧縮軸方位。色と棒で水平主圧縮軸方位を表示した。水平主圧縮軸は概ね東西方向を向いている。燧灘から香川県西部においては、中央構造線を境に水平主圧縮軸方位が異なる。中央構造線南部に比べて、北部では30度ほど時計回りに回転し、北西-南東方向を示すようになる。なお、全国応力地図は緯度・経度とも0.2度間隔(南北方向約22km、東西方向約18km)のグリッドを敷いて得られたものであり、それ以上細かいことは議論できないことに注意を要する。

3 三次元 FEM による断層モデルの高度化



断層面の地下形状や応力方位を変化させ、三次元有限要素法(FEM)による断層変位計算 を実施した。その結果、活断層 MTL が北傾斜であるとする仮説は、地形の起伏を説明でき ないことが明確になった。例えば、燧灘での隆起、断層線南側の石鎚山脈側での沈降な ど、非現実的な変位・変形様式となる。



1回の活動によるすべり量分布を満たす地震シナリオの例。

# 目 次

# グラビア

1	•	プ	ם י	ジョ	ェク	ኑ <i>0</i>	り根	[要	•••	• •				•••	••			•••		••			•••	••	••		•••	•••	•••		•••	•	1
2	•	業	務	のき	実施	体制	削.	• • •		•••			••					••			•••				•••	•••		•••					2
3		研	究	報行	붘																												
	3		1	2	変位	履歴	季に	基-	づく	連	動	性調	評亻	価の	りた	こめ	の	活	新履	鬙郬	間査	•••	•••		•••		•••						3
	3	•	2	ţ	也殻	応ナ	力場	推	定の	りた	め	の	微	小	地)	震角	犀材	ŕ.	••				•••		••	• • •	•••		•••		••	. 8	3
	3		3	Ξ	E次	元 F	EM	に。	よる	断	層	モラ	デノ	$\mathcal{V}_{0}$	)高	j度	化				•••			•••	•••		•••	•••			••	94	4
	3	•	4	重	助的	破壊	もシ	3	ュレ	~ <u> </u>	シ	зÇ	-6	сJ	こる	連	動	性調	評伯	ŧ.	•••				••		•••	•••				11	1
4	•	全	:体)	戓丿	果概	要.	•••	•••		•••					•••			••			•••		•••		•••	•••	•••			•••	•	140	0
5	•	成	果	の書	淪文	発表	₹•	П	頭犭	卷表	ŧ等	÷			•••			•••			•••		•••	•••	•••	•••	•••	•••			•	14:	2
6	•	む	す	び.	•••	•••	•••			•••			• •	••				••			•••		•••		•••		•••	•••			•	144	4
7	•	外	-部言	評亻	西委	員会	<u>-</u>																		•••		•••	•••				140	6

# 1. プロジェクトの概要

# (1) 調査研究の方針と観点

本研究課題では、我が国の主要活断層帯で最も長大で巨大地震発生頻度が高い断層帯の1 つである中央構造線断層帯の四国陸域区間を対象として、これまで評価手法が確立していな い連動型巨大地震の発生確率算出や連動条件の検討を目的とした調査研究を実施し、地震調 査研究推進本部の長期評価における新たな評価手法を提案することを目標とする。事業終了 後には、地震調査研究推進本部・地震調査委員会の各委員会において、本事業で構築した連動 型地震の評価手法について提案し、既往の「活断層の長期評価手法(暫定版)」に反映され ることを目指す。

# (2) 調査研究の内容

本研究課題では、主要活断層帯から生じる連動型地震の発生可能性と連動条件を明らかに するため、次の4つのサブテーマについて調査研究を実施し、各項目間で連携して連動型巨 大地震発生予測に向けた最大限の成果を得るよう努める。

サブテーマ1:「変位履歴に基づく連動性評価のための活断層調査」

過去の地震時変位量を複数回復元する調査を複数地点で実施し、連動時と非連動時の変位 量がどのように変化したかを明らかにする。それらの変位履歴から連動確率を算出する評価 手法を考案する。

サブテーマ2:「地殻応力場推定のための微小地震解析」

近年観測された余震等を精密に再決定し、不均質を考慮した三次元速度構造と応力場の情報を整理する。微小地震解析によりメカニズム解を決定し、震源断層周辺の断層形状を推定する。

サブテーマ3:「三次元 FEM による断層モデルの高度化」

複雑な断層形状を反映した三次元有限要素法(FEM)シミュレーションを実施し、静的な 相互作用を考慮した連動時の断層変位分布を三次元的に明らかにする。

サブテーマ4:「動的破壊シミュレーションによる連動性評価」

地震時変位量や断層形状、速度構造等を考慮した動的破壊シミュレーションを実施し、連 動可能性とその条件を検討する。

以上の知見を総合し、実証的な調査観測データと理論的な数値計算の両面から、複数の断 層区間による連動型巨大地震の発生予測に関する評価手法を構築する。

# 2.業務の実施体制

この調査研究事業は、国立研究開発法人産業技術総合研究所を中心とした体制を構築し、 関係する研究機関および研究者の参加・協力を得て実施する。調査観測代表機関は、産業 技術総合研究所とする。

研究を効果的に実施するため、関係する専門分野の外部有識者を招聘して外部評価委員 会(事務局は産業技術総合研究所)を設置する。

101 E	周	査	観	測	項	目	担当	機関	担	当 者
研究	宅代	表者	č I				国立研究開発法人	産業技術総合研究所	近藤	久雄
1	1 変位履歴に基づく連動性評価のための活断層調査									
							国立研究開発法人	産業技術総合研究所	近藤	久雄
							財団法人	電力中央研究所	木村	治夫
							国立大学法人	広島大学	後藤	秀昭
								同志社大学	堤	浩之
2 地殻応力場推定のための微小地震解析										
							国立研究開発法人	産業技術総合研究所	内出	崇彦
							国立研究開発法人	産業技術総合研究所	椎名	高裕
							国立研究開発法人	産業技術総合研究所	今西	和俊
3		次元	E FEM	によ	こる断	「層モテ	「ルの高度化			
							国立研究開発法人	産業技術総合研究所	竿本	英貴
4	動	的破	支壊シ	ノミュ	.レー	・ション	、による連動性評価			
							国立研究開発法人	産業技術総合研究所	加瀬	祐子
							国立研究開発法人	産業技術総合研究所	浦田	優美

#### 3. 研究報告

### 3.1 変位履歴に基づく連動性評価のための活断層調査

# (1)業務の内容

(a) 業務題目 変位履歴に基づく連動性評価のための活断層調査

(b) 担当者

	所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人	産業技術総合研究所	主任研究員	近藤 久雄
一般財団法人	電力中央研究所	主任研究員	木村 治夫
国立大学法人	広島大学	准教授	後藤 秀昭
	同志社大学	教授	堤 浩之

(c) 業務の目的

過去の地震時変位量を複数回復元する調査を複数地点で実施し、連動時と非連動時の変位 量がどのように変化したかを明らかにする。それらの変位履歴から連動確率を算出する評価 手法を考案・改良する。

- (d) 3 ヵ年の年次実施業務の要約
  - 1) 令和2年度:

讃岐山脈南縁東部区間を主な対象として変位履歴調査を実施し、過去の地震時変位 量を明らかにした。その結果と既存の活動時期等を整理し、過去に周辺断層と連動し た地震イベントの履歴を検討し、その発生頻度を明らかにした。

2) 令和3年度:

讃岐山脈南縁西部区間及び石鎚山脈北縁区間を主な対象として変位履歴調査を実施し、過去の地震時変位量を明らかにした。その結果と既存の活動時期等を整理し、 過去に周辺断層と連動した地震イベントの履歴を検討し、その発生頻度を明らかに した。

3) 令和4年度:

石鎚山脈北縁区間及び石鎚山脈北縁西部区間を主な対象として変位履歴調査を実施し、過去の地震時変位量を明らかにする。その結果と既存の活動時期等を整理し、 過去に周辺断層と連動した地震イベントの履歴を検討し、その発生頻度を明らかに する。さらに、四国陸域の中央構造線断層帯における変位履歴と連動型イベントを整 理し、連動型地震の発生確率の試算をおこなう。

### (2) 令和3年度の成果

(a) 業務の要約

中央構造線断層帯の四国陸域で最も東に位置する讃岐山脈南縁東部区間を対象として 変位履歴を解明するため、昨年度に引き続き次の補足調査を実施した。同区間を構成する 断層のうち、山麓沿いを延びる鳴門断層の撫養(むや)町木津地区において、ボーリング 調査・ドローン LiDAR 調査を補備的に実施した。その結果、従来よりもさらに精緻な地形 地質断面を作成でき、右横ずれ平均変位速度を 2.4mm/yr 以上、1回ないし2回分の地震時 横ずれ量を7.7m、上下変位量を1.0mと推定した。また、平野内を延びる鳴門南断層の阿 波大谷地区で 3D トレンチ調査を実施し、過去4回の古地震イベント発生時期を特定した。 最新活動を 1596 年文禄(慶長)地震に対比した場合、イベントの平均発生間隔は 1200~ 1300年と見積もられる。また各イベントに伴う上下変位量と最近3回分の累積横ずれ量を 15m程度と計測し、最近3回の地震時横ずれ変位量をそれぞれ 6.3m、3.9m、5.3mと推 定した。さらに、4回のイベントでは縦ずれ/横ずれ成分の比が変わらなかったと仮定し た場合、イベント4に伴う横ずれ量は2.4mと推定された。これらの結果を基に変位履歴を 復元し、阿波大谷地区では4回のうち少なくとも2回が周辺と連動したイベントであり、 時間予測モデル的であった可能性を指摘した。讃岐山脈南縁西部区間・寒川断層上の豊岡 地区においてドローン LiDAR 調査及び GPR 探査による予察的な変位履歴調査を実施し、 1596年文禄(慶長)地震に対応する最新活動に伴って3~4mの右横ずれが生じたと推定 した。以上の結果を基に、讃岐山脈南縁西部区間と周辺断層との連動型イベントの発生頻 度を予察的に検討した。

- (b) 業務の成果
- 1) 讃岐山脈南縁東部区間・鳴門断層の撫養町木津地区における調査
- a) 調査地点の概要

讃岐山脈南縁東部区間は山麓沿いを延びる鳴門断層と徳島平野側に分岐して延びる鳴 門南断層の2条により構成される(図1~3)。撫養町木津地区は、鳴門断層のほぼ中央付 近に位置し、大代谷川及び中山谷川が徳島平野へ流入する合流点付近に位置する。鳴門断 層は概ね東西走向で延び、南流する支流性河川と平野側に厚く堆積する沖積層の互層を基 に、精度良い活動時期や横ずれ変位基準となる流路堆積物等の存在が期待された。令和2 年度は予察的な調査として、断層の正確な通過位置、表層の堆積層や年代の概略を把握す るため、S波反射法地震探査と4孔の群列ボーリング調査を実施した。令和3年度はさら にドローン LiDAR 調査と追加のボーリング調査を実施し、より正確な地形地質断面に基づ く活断層の分布や極浅部の断層地下形状の検討をおこなった。

b) ドローン LiDAR 調査

i) 調査の概要

撫養町木津地区では、概ね東西方向に活断層が延び、正確な断層通過位置は不明確とさ れてきた(例えば、岡田・他,2014)。大代谷川及び中山谷川が形成する沖積低地には南側 低下の幅広い撓曲変形帯として図示されている。令和2年度に実施した空中写真判読、反 射法地震探査、群列ボーリングによる変位地形の再検討では、推定断層の走向方向に長軸 を持つバルジ状の変形が認められ、主断層は北側低下の低断層崖を形成するとみられた。 これらの微地形をさらに検討するため、ドローン LiDAR 調査を実施し、0.1mメッシュの高 精細 DEM と地形断面を作成した。撫養町木津地区における高精細 DEM を図4、Na1~Na3の 地形断面図を図5に示す。

# ii) 高精細 DEM による変位地形の再検討

高精細 DEM に基づく変位地形の再検討の結果、中山谷川にほぼ直交する東西方向へバル ジ状の地形的な高まりが延びることが明確になった。中山谷川の現在の位置は人工的に付 け替えられたもので、例えば米軍空中写真では現在の流路位置ではなく、より西側で大代 谷川と合流する。バルジ状の地形的な高まりの北縁は比較的シャープな低断層崖をなして おり、比高 0.7~1.0mである(図5)。この低断層崖は現在でも現地で確認できる。一方、 南縁は明瞭な崖地形を呈しておらず、従来の指摘通り、南側低下の撓曲変形を示している。 後述するボーリングの結果からみても、このバルジは陸成の氾濫原堆積物ないし扇状地性 の砂礫層により構成されており、海進に伴い形成された浜堤やバーなどの海成の地形面で はない。よって、鳴門断層の横ずれ運動に伴い形成された局所的なテクトニック・バルジ と判断できる。

c)ボーリング調査

令和2年度に引き続き、活断層の正確な通過位置、極浅部の地下形状、堆積層の分布と 年代を把握するため、追加ボーリング調査を実施した(図4)。調査地周辺は、讃岐山脈か ら徳島平野へ流れる大代谷川及び中山谷川が形成した沖積低地に位置し、人工的に開削し た中山谷川が南流する。ボーリングは令和2年度に実施した4孔(北から順に MYK01~ MYK04 孔)に加え、同じ群列測線上に MYK01.5 孔を追加掘削した。また、山地と平野境界 に推定された西北西方向の断層トレースの西延長で MYK05~MYK06 孔、東西方向に延びる バルジの低下側(北側)で MYK07 孔を掘削した。ボーリングコアの写真を図6~9、中山 谷川左岸(東側)の MYK01~MYK04 孔による地形地質断面図を図10、中山谷川右岸(西側) の MYK05~MYK07 孔による地形地質断面図を図11に示す。

i)ボーリンコアの層序と年代

ボーリングコアの地層は、上位から Unit1~6 までの6つに区分され、基盤の上位に埋土 層が載る最北部の MYK01 孔を除き、おおむね同様な層相の地層から構成される。また、Unit4、 Unit5 の堆積層にはイベント層と考えられる貝殻混じり砂層や礫層(以下イベント堆積物 e1~e7)が多数含まれている。今後、詳細な分析等により詳しく検討する必要があるが、 いずれも津波堆積物の可能性がある。特に、令和2年度に同様にみられた鬼界アカホヤ火 山灰(K-Ah)の二次堆積物を含むイベント砂層は、いずれのコアでも層厚 1.5~2m程度 で広く分布し、層相と分布から判断してカルデラ形成に伴う津波堆積物と判断できる。以 下では、令和2年度の記載をベースに、各 Unitの層相と特徴、年代について今年度に追加 /修正した情報を追記する。年代値は、特に注記がない限り1 σ範囲の放射性炭素同位体 年代(y. B. P.)とそれに対応する暦年較正(calBP)を示す。暦年較正は、0xCal4.4(Ramsey, 1995; 2009)を用いて行い、較正曲線はIntCal20(Reimer et al., 2020)を用いた。

Unit1 層は、細粒砂や礫が混じる砂質シルト層からなり、淘汰が著しく悪いことから近世以降の田畑の深層土、埋土、盛土、耕作土からなる埋土層と考えられる。

Unit2層は、粘土、細粒砂、細礫等からなり、腐植層を挟み、一部互層状を呈する。締り は緩く、一部でイネ科の植物根を含む。粘土、細粒砂、細礫等からなること、腐植層と互 層する層相から陸成の氾濫原堆積物と考えられる。本ユニットは、令和3年度に新しく掘 削した MYK05~MYK07 孔においても分布が確認された。MYK07 孔では深度-1.2~-1.4mにか けて、下面に明瞭な浸食面を伴う強腐植質シルトと弱腐植質シルト、及び薄茶色粘土の互 層がみられる。このユニットは上下ともに陸成のシルト層に狭在し、極めて特徴的である。 腐植質シルトのバルク年代は、3200±30 y.B.P. (3450~3400 calBP)であった。後述する 鳴門南断層・阿波大谷地区でも類似の互層ユニットからなるイベント堆積物が複数層準で みられており、泥質の津波堆積物であった可能性がある。

Unit3 層は、砂~礫を主体とし、一部シルト、礫または礫混じりシルト、細粒砂を挟む。 淘汰が悪く、最大径 10cm 程度の亜角礫を含むことに加え、一部で平行葉理が見られること から河川~氾濫原堆積物と考えられる。礫種は砂岩を主体とすることから、その起源は讃 岐山地であり支流の中山谷川により運搬されたものと推測される。本ユニットの年代とし て、最上部から 5320±30 y.B.P. (6190~6010 ca1BP)が得られた。

Unit4 層は、シルト~砂質シルトを主体とし、砂・細礫層を狭在する。シルト~砂質シ ルトは炭質物を含む有機質シルト~有機質砂の薄層を挟む。細礫は礫支持または基質が砂 で構成され、淘汰は比較的良い。礫は比較的円摩度が高く、貝殻片を含む層準はイベント 堆積物(e5)の可能性がある。炭質物を含む有機質シルト~有機質砂の薄層を挟むことか ら、干潟~氾濫原堆積物と考えられる。本ユニットの年代として、5820±30 y.B.P. (6670 ~6560 ca1BP)、6130±30 y.B.P. (7160~6950 ca1BP)が得られた。

Unit5 層は、主として内湾の泥質堆積物からなり、K-Ah 火山灰を含む津波堆積物を挟む。 上位から順に Unit5-1、5-2、5-3 層に細分される。

Unit5-1 層は、シルトおよび Unit5-2 層を由来とする K-Ah 再堆積物の薄層を含むシルト を主体とする。いずれのコアでも認められ、調査地周辺に広く分布する。貝殻片を含む生 物擾乱の発達した無構造のシルトであることから、最大海進期の内湾堆積物と考えられる。 一部に含まれる貝殻片を含む粗粒堆積物はイベント堆積物 (e4) の可能性がある。本ユニ ットの年代として、6630±30 y.B.P. (7570~7480 calBP) が得られた。

Unit5-2 層は、主として火山灰混じりの均質な中粒砂から構成され、浸食面を境として さらに3つのサブユニットに細分される。Unit5-2 層全体の層厚は MYK02 孔で約 2.2mで ある。火山灰はバブルウォール型の火山ガラスを主体とし、火山灰分析結果から約 7,300 年前の K-Ah (町田・新井, 1978; Smith et al., 2013) に対比される。四国での風成 K-Ah の層厚は 40cm 程度とされている(例えば、町田・新井, 1978;町田・新井, 2003)。上位の Unit5-1 層、下位の Unit5-3 層は共に内湾堆積物であることに加え、Unit5-2 層では弱いな がらも一部に葉理構造や級化構造が認められることから、上下層と同じく内湾の環境下で 水中堆積したと考えられる。また、MYK03 孔の深度-9.8~-9.85mには、黒色砂層の上位に K-Ah を含む砂質シルトが偽礫状に取り込まれている。MYK02 及び 03 孔では上方細粒化を 示す層相が浸食面を境に少なくとも3回認められ、最下部に粗砂〜細礫、上部に炭質部を 含むことから津波イベント堆積物 (e3.1、e3.2、e3.3) と判断される。本ユニットの年代 として、6260±30 y.B.P. (7250~7160 calBP (1 $\sigma$ ); 7260~7030 calBP (2 $\sigma$ )) が得られ た。また、既報の年代として K-Ah の年代値は、7303~7165 calBP (2 $\sigma$ 範囲) が知られて おり、概ねよく一致する。

Unit5-3 層は、巻貝や二枚貝が散在するシルト~砂質シルトを主体とし、炭質物を含む

有機質シルト~有機質砂の薄層を狭在することから、内湾堆積物と考えられる。シルト~ 砂質シルトには貝殻片を含む相対的に粗粒な砂礫層が含まれ、イベント堆積物(e1、e2) である可能性がある。ただし、河川の氾濫に伴うイベントか津波イベントかは層相からは 判断できない。本ユニットの年代として、6810±30 y.B.P. (7670~7620 calBP)が得られ た。

Unit6 層は、最も北側に位置する MYK01 孔にのみ分布する。砂岩・泥岩互層からなる基 盤岩から構成される。やや不明瞭ではあるが、傾斜 30°~40°の層理面が認められ、調査 地点東の丘陵に露出する和泉層群の砂岩泥岩互層の傾斜と整合的である。

d) 撫養町木津地区における古地震イベントの推定と変位量

今年度に追加したドローン LiDAR 調査及びボーリング調査、昨年度までの結果をまとめ、 撫養町木津地区で生じた古地震イベントと変位量の復元を試みた。図 10~11 に示したよ うに、同地区では K-Ah 層準以降では、少なくとも 5.8ka 頃までは海成層が堆積している。 その後、陸成の砂礫層が少なくとも 5.3ka 頃に堆積しており、氾濫原堆積物(Unit2)が 3.2ka 前後に断層の低下側を埋積している。バルジを形成する主断層は北側低下の低断層 崖を生じ、MYK05~MYK07 孔の断面における副断層でも上下変位がみられることから、鳴門 断層の最新活動は、この氾濫原堆積物以降、すなわち 3200±30y. B. P. 以降(3448~3393 ca1BP)に生じたと推定される。

さらに古いイベントは、層準や回数を特定することは困難であるが、Unit4の干潟~氾 濫原堆積物の堆積以降に限定される。Unit4上面を基準としたみかけの上下変位は、主断 層を境に1mの南側低下であり、地表でみられる約1mの北側低下と逆センスとなってい る。これは、主断層の変位様式が横ずれ成分主体であることを示すが、その場合、Unit4が 水平ではなく、東へ傾斜して横ずれ変位でずれたと考える必要がある。地表やUnit2には 最新活動で変位するものの、そのような東傾斜の構造はみられない。したがって、Unit4は 少なくともUnit2よりも多い古地震イベントを経験し、最新活動より前に東傾斜の変形を 生じていたことになる。これがUnit4以降に生じたイベントとすれば、古いイベントは 5820±30 y.B.P. (6670~6560 calBP)以降に生じたと推定される。より上位の地層の年代 は解像度が高くなく、現時点では個別のイベント年代を特定することができないが、約 6700年前以降に少なくとも2回のイベントが生じたと考えられる。

地震時変位量については、最新活動に伴い 1.0mの上下変位が生じた。横ずれ成分は不 明であるが、バルジを横断する水路に右横ずれ 7.7mが認められた(図4)。上述のように 現時点では年代が限定できないが、低下側のボーリングコアでみられた Unit2 堆積以降に 形成されたとすれば、3200±30 y.B.P.以降(3448~3393 calBP)となり、右横ずれの平均 変位速度は 2.4mm/yr 以上の可能性がある。また、鳴門断層では直接的な活動履歴が知られ ていないものの、後述する鳴門南断層・阿波大谷地区と同じ活動履歴と仮定した場合、約 3500 年前以降に生じた地震イベント1~2回分の横ずれ量ということになる。

讃岐山脈南縁東部区間の鳴門断層及び鳴門南断層の最新活動は、1596年文禄(慶長)地 震に伴う可能性が指摘されている(例えば、地震調査研究推進本部地震調査委員会,2017)。 この際、仮に鳴門断層が活動していなければ 7.7mの横ずれと 1.0mの上下変位は先行す る活動に伴う1回分となる。一方、鳴門断層も1596年に活動していれば、それらの変位量 は最近2回の活動に伴う累積と判断できる。この点は、さらに正確な年代測定や鳴門断層 上での活動履歴を解明し、引き続き検討する必要がある。

2) 鳴門南断層・阿波大谷地区における 3D トレンチ・GPR 調査

a) 調査地点の概要

阿波大谷地区は、讃岐山脈から南流する大谷川が形成する扇状地の末端付近に位置し、 東西方向に延びる鳴門南断層が扇状地性段丘面や低湿地に南側低下の撓曲変形を生じてい る(図12)。鳴門南断層は、高田・他(1998)によって沖積低地上に形成された微高地や撓 曲崖の分布からその存在が明らかにされ、徳島県(1999,2000)及び森野・他(2001)に より過去4回の活動履歴と断層の地下形状が推定されている。本調査地周辺では、堤・後 藤(2006)により詳細な活断層分布と複数の右横ずれ変位地形が報告されている。令和2 年度にトレンチ調査を実施した結果、湿地性堆積物や氾濫原堆積物に幅広い撓曲変形がみ いだされ、過去3回の古地震イベントの発生時期及び最新活動に伴う地震時変位量 2.8m を推定した。今年度は、撓曲崖の西側でさらに比高が大きくなる用地を選定し、明瞭な断 層を露出させるとともに、古地震イベント層準の再検討と累積的な横ずれ量、地震時変位 量を復元するため、三次元的なトレンチ掘削と GPR 探査、簡易ボーリング調査を実施した。

b) 3D トレンチ調査

i)トレンチ掘削の概要

3Dトレンチは、比高 1.0m程度の撓曲崖を南北方向に横断するAトレンチ、断層走向に 平行なB~Eトレンチの合計5孔を掘削した(図 13)。掘削にあたり、まず横ずれ変位基 準となるチャンネル堆積物等の有無を検討するため、隆起側で断層に平行なBトレンチ及 びCトレンチを掘削した。次に、低下側でEトレンチの一部とDトレンチを掘削した。最 後に断層に直交方向のDトレンチを掘削し、断層や撓曲による変形帯の幅を確認した。本 来は、Aトレンチで古地震イベント層準を確定し、BトレンチやEトレンチをさらに深く 掘削する計画であったが、工程等の諸事情により実施できなかった。なお、Eトレンチの 東隣の用地内でも東延長に小規模なトレンチを掘削したが、壁面の崩壊等の影響により良 好なデータが取得できず、チャンネル堆積物もみられなかったため本報告では記載を省略 した。図 13~23 に各トレンチ壁面の写真とスケッチを示す。また、後述する GPR 探査の結 果と層序を対比・検討するため、簡易の層序ボーリング NA022-1~NA022-6 の計6 孔を掘削 した(図 12)。トレンチ壁面と簡易ボーリングの位置関係、及び層序区分を図 24 に示す。

ii) トレンチの層序、イベント層準の認定と発生年代

トレンチ壁面には、下位から順に、液状化を受けるシルト・砂からなる氾濫原堆積物(ユ ニット5)、腐植質シルト・粘土、砂質シルトの互層からなる湿地ないし沼池性堆積物(ユ ニット4)、同様の層相の湿地ないし沼池性堆積物(ユニット3)、掘削範囲の広範に分布 する氾濫原堆積物(ユニット2)、表土及び耕作土(ユニット1)、各ユニットに狭在する 砂礫層(a~d層)、これらの自然堆積層を切断し撓曲変形を生じる明瞭な高角断層が露出 した。それぞれのユニットは複数の地層に細分され、ユニット3及び4には、津波堆積物 とみられるイベント砂層やイベント泥層が認められる。各地層の記載、放射性炭素同位体 年代測定値は表1にまとめた。

今回のトレンチ調査では、新しいものからイベント I ~ IVの4 つの古地震イベントが識別された。以下では、イベント層準の認定を古いものから略述し、各イベントの年代を併せて記載する。イベント層準の認定は、Aトレンチの東西壁面を中心におこなったため、その解釈断面を図 25 に示す。また、年代値の暦年較正は 1 σ の範囲に対応する年代(ca1BP)を記述する。2020 年トレンチの古地震イベント発生時期を図 26、2021 年トレンチの古地 震イベント発生時期を図 27 に示す。

イベントW:トレンチ壁面で識別された最も古いイベントであり、160 層堆積後、150 層 最下部堆積中から 145 層堆積前の間に特定された(図 25)。160 層は灰白色を呈する砂混 じりシルト層であり、上面が著しく撹乱されている。層相から 2020 年トレンチの VIa 層に 対比されるが、VIa 層がシルト質の砂層であったのに対し、160 層は砂混じりのシルトを主 体としている。これらは堆積時の側方への粒度変化とみられる。160 層上面は液状化痕と みられる貫入や開口亀裂がみられ、上位の 150 層最下部の腐植質シルトが亀裂を充填する。 さらに上位の 145 層は 150 層中に狭在するシルト・粘土の互層からなる薄層で、この層準 には液状化による変形がみられない。したがって、イベントIVは 160 層堆積後、150 層最 下部堆積中から 145 層堆積前の間に特定できる。このイベントは、2020 年トレンチで認定 したイベント3に対比される。

イベントWの発生年代を特定する年代試料として、イベント下限を示す 160 層に落ち込 む 150 層、イベント上限を示す 145 層から年代値を得た。150 層は 3890±30 y. B. P. (4290 ~4410 calBP)、145 層からは 3770±30 y. B. P. (4090~4230 calBP)を示す。よって、イ ベントWの発生年代は約 4100~4400 年前と推定される (図 27)。この年代は、2020 年トレ ンチで推定したイベント3の発生年代の約 4200~4500 年前と調和的である。両トレンチ の推定年代を合わせて考えた場合、発生年代は約 4200~4400 年にさらに限定できる。

イベントIII:本イベントは、砂質シルト層からなる 120 層に対し、上位の腐植質シルト 層からなる 110 層がアバットして堆積する構造、累積上下変位量や変形の程度の差異によ って識別された(図14、図15、図25)。120 層はトレンチの隆起側と低下側の両方で広く 分布するのに対し、110 層は低下側で厚く堆積し、隆起側ではアバットして尖滅する。120 層は氾濫原堆積物とみられ、トレンチに広く堆積していることから堆積後はほぼ平坦な古 地形であったと判断できる。その後、断層南側が低下するイベントが生じて 110 層の湿地 性堆積物が低下側を中心に堆積したと考えられる。よって、イベントIII は 120 層堆積後、 110 層堆積前に特定できる。このイベントは 2020 年トレンチで認定したイベント2 に対比 される。

イベント III の発生年代は、イベント下限を示す 120 層の年代値は上下と矛盾した年代値 であっため下位の 130 層、イベント上限を示す 110 層上部から得られた年代により特定さ れた。イベント前の 130 層から 3500±30 y.B.P. (3720~3830 ca1BP)、イベント後の 110 層上部からは 3270±30 y.B.P. (3450~3560 ca1BP)の年代値が得られた。よって、イベ ント III の発生年代は約 3500~3800 年と推定される (図 27)。この年代は、2020 年トレンチ で推定したイベント 2 の発生年代の約 3400~3600 年前と調和的である。両トレンチの推 定年代を合わせ考えた場合、発生年代は約 3500~3600 年にさらに限定できる。

イベントII:本イベントは、腐植質シルト層からなる 60 層以下の地層を切断する断層の

上端がイベント砂層である 55 層以上の地層により覆われること、両者の間で累積上下変 位量や変形の程度に差異がみられること等により識別される(図 25)。特にAトレンチ東 壁面では、60 層以下の地層が高角北傾斜の断層により切断され、その上端が 55 層以上の 地層にアバットしながら覆われる構造が明瞭にみられる。55 層は、白色の中粒砂層と腐植 質シルトの互層で、本トレンチでは他にみられない特徴的な層相を示す。その層相から判 断して異地性のイベント砂層であり、津波堆積物である可能性がある。分布範囲は断層の 低下側のみに限定され、イベントIIに伴い生じた低断層崖ないし撓曲崖の低下側のみに堆 積する。以上から、イベントIIは 60 層堆積後、55 層堆積前に生じた。なお、本イベント は 2020 年トレンチでは対応するものが認められなかった。各地層の年代から判断して、 2020 年トレンチでは 30~70 層に相当する地層が欠落していたためと考えられる。

イベントⅡの発生年代は、イベント下限を示す 60 層と上限を示す 55 層のそれぞれから 得られた。60 層からは 1970±30 y. B. P. (1840~1940 ca1BP)、55 層からは 1990±30 y. B. P. (1890~1990 ca1BP)の年代値が得られた。両者は近接した年代値でわずかに逆転してい るが、誤差の範囲で重なるため、イベントⅡの発生年代は各年代値のオーバーラップする 年代と判断した。すなわち、イベントⅡは約 1900 年前(1890~1940 年前)に特定される (図 27)。

イベントI:イベントIはトレンチで識別された最も新しいイベントであり、トレンチ に広範に分布する氾濫原堆積物である 20 層の撓曲変形と、低下側のみに分布する砂層で ある 10 層の間に生じたと認定した。20 層は砂質シルト層からなり、隆起側の地形面を構 成する地層で最も新しい地層である。地表で撓曲崖がみられるように、20 層は断層直近に おいても南側低下の撓曲変形を受けている。10 層は低下側のみでみられる淘汰が良い砂層 である。2020年トレンチでは、20 層に相当する IV 層の氾濫原堆積物として広く分布する ことが確認されたが、10 層に相当する砂層はみられず、今回のトレンチ範囲のみに分布し ている。Aトレンチでは、断層は 20~30 層には明瞭な剪断を生じておらず、両者に撓曲変 形のみを生じる特徴的な構造を示す。以上から、イベントIは 20 層堆積後、10 層堆積前 に生じた。このイベントは、2020年トレンチのイベント1 に対比される。

イベントIの発生年代は、イベント下限を示す 20 層から年代測定値、上限を示す 10 層 から出土した考古遺物により限定される。20 層からは 900±30 y.B.P. (740~900 ca1BP) の年代測定値が得られた。10 層からはEトレンチ南壁面で陶器片が出土し、徳島県文化資 源活用課・近藤玲氏によって、江戸時代の西暦 1800~1850 年頃に作成されたものと鑑定さ れた。さらに、江戸時代の歴史記録は詳細が残っていることが多く、約 400 年前以降に地 震被害記録がない場合は、最新イベントはそれより前と推定されている(例えば、地震調 査研究推進本部地震調査委員会, 2017)。よって、イベントIの発生年代は、約 400~900 年前と推定される。この年代は、2020 年トレンチのイベント1 の発生年代が 900±30 y.B.P. (740~900 ca1BP: 西暦 1050~1210 年)以降と推定されたものと同じである。

最新イベントIの年代は、讃岐山脈南縁東部区間の最新活動時期が西暦 16 世紀以降と される年代(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2017)と矛盾がない。この長期評価 結果はTsutsumi and 0kada (1996)、岡田・堤(1997)、徳島県(1999,2000)などの調査結 果に基づいており、最新イベントが1596年に生じたいわゆる文禄(慶長)地震の一連の大 地震群のいずれかに対応する可能性が高い。榎原(2020)による仔細な再検討結果を踏ま えれば、本イベントは一連の大地震群のうち、1596年9月4日(閏7月12日)の大地震 に対応する可能性が高い。先行する大地震として、1596年9月1日(閏7月9日)16時頃 には津波を伴う(慶長)豊後地震が別府湾で生じ、同日9月1日(閏7月9日)20時頃に (慶長)伊予地震が生じたとされる。また、後日の9月5日(閏7月13日)0時頃には、 いわゆる慶長伏見地震が生じた。

以上から、本調査によりイベントI:900年前以降(もしくは1596年地震相当)、イベ ントII:約1900年前、イベントIII:3500~3600年前、イベントN:4200~4400年前の活 動履歴が明らかになった。この結果を基に平均活動間隔を算出すると、1060~1410年とな る。さらに、最新イベントが1596年地震に対応すると考えた場合、平均活動間隔は1220 ~1330年と見積もられる。

依然として、調査地東方に位置する徳島県(1999,2000)による段関・大代地点の結果 とはイベント回数が不調和である。すなわち、森野・他(2001)及び森野・岡田(2002) によりまとめられた最近4回の活動時期は、イベント1が4~5世紀以降、イベント2及 び3が1700~3000年前の間に2回、イベント4が3300~3400年前頃と指摘されている。 両地点は同じ鳴門南断層上で近接しており、別々の履歴を記録するとは考えにくいが、断 層上での位置関係によっては異なる履歴である可能性もある。仮に、鳴門南断層が単独で 活動し、断層の中央付近に位置する段関地点がより多くのイベントを記録し、阿波大谷地 区では識別可能な地表変位が生じなかった場合を考える。すなわち、鳴門南断層の単独イ ベントを含む履歴が段関地点で記録され、阿波大谷地区では主に連動型イベントを記録す る可能性がある。この場合、鳴門南断層の平均活動間隔は段関地点の結果に基づき940~ 990年(最新を1596年に対比した場合580~1000年)となる可能性もある。この点は、後 述する地震時変位量を含めて検討を加える。

# c) GPR 探査(地中レーダ探査)

i)探查測線

徳島県鳴門市の阿波大谷地区において、極浅部(探査仕様にもよるが、比較的高分解能 な探査の場合は地表から深度2~3m程度まで、分解能を落としてより深部まで対象とす る場合は地表から深度10m弱まで)の構造を把握することを目的に、総測線長約620mの地 中レーダ探査を実施した。地中レーダ探査とは、地中に電磁波を放射し、地層境界などの 電気特性の異なる境界で反射した電磁波を捉えることにより、地中の構造を探査する非破 壊調査手法のひとつである(例えば、Daniels ed., 1996;物理探査学会 編, 2016)。鳴 門市阿波大谷地区における探査測線の配置状況を図28に示す。探査測線群は、本地点にお いて推定される東西走向の断層構造とほぼ直交する測線長が50mである南北方向の測線1 本と、断層にほぼ平行な多数の測線によって構成される。トレンチ掘削前に実施した測線

(図28の赤色線・桃色線)のうち、北東部のLine-2・Line-2-3・Line-3およびLine-2off・Line-2-3off・Line-3offは、それぞれ東西47mの長さの一直線の区間上に配置される。Line-2およびLine-2offはそれぞれ西端から13m、Line-3およびLine-3offはそれぞれ東端から30mの区間であり、Line-2-3およびLine-2-3offは中央の区間である。

ii) 探査データの取得

地中レーダ探査の現場データ取得は、トレンチ掘削前には図28の赤色線・桃色線で示さ れる測線において米国GSSI社製200HS(アンテナ周波数200MHz)システムを用いて、トレン チ掘削後には青色線で示される測線においてカナダSensors & Software社製pulseEKK0(ア ンテナ周波数50MHz・100MHz)を用いて、表2に示される主なデータ取得仕様によって実施 した。探査システムの詳細は、表3および表4に示す。地下断面データの取得は一般的な プロファイル測定法(例えば、物理探査学会編,2016)によって行った(図29)。探査測 線の座標は、Leica製 vivaGS15を用いてネットワーク型RTK-GNSS測量によって求めた。ま た、アンテナ周波数50MHzおよび100MHzの探査では、ワイドアングル測定法(例えば、物理 探査学会編,2016)によって、地中電磁波速度を推定するための共通中間点アンサンブル データセットを取得した。ワイドアングル測定では、送信アンテナと受信アンテナの間隔 を、アンテナ間の中心位置を保ちながら、0.2mから10.0mまで0.1m刻みで変化させた。 なお、200MHzの探査では、地中電磁波速度の推定はプロファイル測定データの点反射源回 折波パターン解析に拠るものとし、ワイドアングル測定は実施していない。

#### iii) 探査データの処理

探査データの処理は、GSSI社製の地中レーダ探査データ処理ソフトウェアRADAN ver.7、 コロラド鉱山大学が中心となって開発されたオープンソースの反射法地震探査データ処理 ソフトウェアSeismic Unix、および、株式会社阪神コンサルタンツによって内製された反 射法地震探査データ処理プログラムを用いて行い、最終的な深度変換断面を得た。主な処 理は、①バンドパス等の周波数フィルタ、②振幅調整(AGC;Automatic Gain Control等)、 ③送信アンテナと受信アンテナ間を直接伝播する直達波などを低減するメディアンフィル タ(空間フィルタ)、④時間断面を深度断面に変換する深度変換、などである。基本的な データ処理フローを図30に、データ処理に用いたパラメタを表5(200MHzアンテナを用い た取得したデータ)、表6(50MHzアンテナ、100MHzアンテナを用いた取得したデータ)に 示す。

こうした一連のデータ処理全体のうち、前半部分に相当するNMO補正までの主な処理ス テップ後の断面例として、200HHzアンテナを用いて取得したLine-4の断面を図31に示す。 これらの断面例は、相対振幅が正となる部分を赤、負を青として表示している。以降、本 項目の地中レーダ探査断面の表示方法はすべて同様のものとする。各処理によって断面品 質が飛躍的に向上していることがわかる。また、図31中の最下段、NMO補正前の断面には、 点反射源が存在する可能性のある場所に7~9 cm/nsの地中電磁波速度に対応する回折波 パターンを仮定的に示した。このように本断面では、前述した範囲の地中電磁波速度で大 きな矛盾は無いと言えるが、地中電磁波速度を一意に決定できるほど明瞭な点反射源回折 波パターンは得られていないとも言える。したがって、NMO補正以降の各処理で用いる地中 電磁波速度は、点反射源回折波パターン解析だけでなく、50MHz探査・100MHz探査のワイド アングル測定結果や実際のトレンチ・ボーリング掘削結果から得られた地層境界の深度情 報を用いて推定した。

推定された地中電磁波速度を反映して進めたデータ処理後半部分の断面例として、200M Hzアンテナを用いて取得したLine-4の断面を図32に示す。マイグレーション処理の前後(図 32の上から一番目と二番目)では、劇的な違いは無いものの、細かな場所では所々で反射 面の傾斜・起伏形状の変化や連続性の向上が見られる。また、断面の西端からの距離約22 ~46mで往復走時25ns以深の領域で非常に目立つ上に凸の波列は、ノイズの可能性が高い ものの、マイグレーション処理後(図32の上から二番目)でもまったく軽減されていない。 このことは、マイグレーション処理で適用した地中電磁波速度とはまったく異なる伝播速 度を有する媒質中を通過してきた波、つまり、空中反射波ノイズであることを示している と考えられる。したがって、断面の解釈の際には、このようなノイズ波列について注意す る必要がある。

#### iv) 探查結果

前述のデータ処理によって、各探査測線において、マイグレーション処理および地形補 正を施した最終的な深度変換断面を得た。これら測線群のうち、掘削調査が実施された場 所と対応する北東部(Cトレンチ周辺)・北中部(Bトレンチ北部周辺)・南部(群列ボ ーリングNA022-2~NA022-6およびDトレンチ・Eトレンチ周辺)の探査結果について以下 に述べた上で、本調査地点における極浅部地下構造について検討する。

本調査地点北東部の代表的な断面例として、Line-3(200MHz)の探査結果を図33に、Li ne-⑤(100MHz)の探査結果を図34に示す。これらの測線の位置は、調査地点北東部で東西 方向に掘削されたCトレンチの南壁面にほぼ沿っている(図28)。Line-3(200MHz)断面 では、断面全域の標高1~2mの範囲において、やや起伏のある連続性の良い反射面が卓 越する(図33下図の緑色破線の範囲)。トレンチ壁面で観察された地層境界も完全に水平 というわけではなく、やや起伏が見られたことから、Line-3のこの領域内の反射面は実際 の地層境界のいずれかに対応したものと考えることができる。同断面の西端からの距離約 22~24m、標高0.5m前後には凹状の反射面が見られ、その直上には水平に近い反射面が分 布している(図33下図の青色線)。Cトレンチ壁面でも、この場所の付近で埋没チャンネ ルを示す礫層が観察された。したがって、図33下図の青色線のような凹状の反射面とその 直上の水平に近い反射面が組み合わさったパターンは、埋没チャンネルを示す構造と判断 できる。次に、Line-⑤(100MHz)断面について述べる。Line-⑤の測線長は20mであり、 Line-3の西側からの距離10~30mの区間に沿っている。Line-⑤断面でも断面浅部では、や や起伏のある連続性の良い反射面が卓越している(図34下図の緑色破線)。これらの反射 面の特徴はLine-3で見られたものと似ているが、Line-3に比べてやや深部まで見えている こと、またその反面、水平分解能・鉛直分解能ともに低下していること、といった違いが ある。また、Line-⑤断面でも西端からの距離約12~14m、標高0.5m前後に凹状の反射面 が見られ、その直上には水平に近い反射面が分布している(図34下図の青色線)。これは、 Cトレンチ壁面・Line-3断面で観察された埋没チャンネル構造の位置と対応する。このよ うに、探査可能深度・分解能に違いがあるものの、200MHz探査と100MHz探査ともに、実際 の地層に対応する反射面パターンが得られていることが確認された。

本調査地点北中部の代表的な断面例として、Line-2off (200MHz)の探査結果を図35に、 Line-② (100MHz)の探査結果を図36に示す。これらの測線の位置は、調査地点北中部で東 西方向に掘削されたBトレンチの北壁面にほぼ沿っている(図28)。Line-2off (200MHz) 断面では、西端からの距離約0~6m、標高1m前後に凹状の構造が見られ(図35下図の 水色線)、その直上にほぼ水平な反射面が分布している。Bトレンチ壁面の対応する位置 においても、チャンネル堆積物と考えられる礫層(礫層 b)が観察されていることから、 上記の構造は埋没チャンネルを示していると考えられる。また、Bトレンチ壁面ではさら に深部の標高0m前後でもチャンネル堆積物と考えられる礫層(礫層 d)が観察されてい る。これは、地中レーダ探査断面ではやや不明瞭ながらも、図35下図の青色線で示される 反射面に対応した構造と考えられる。この標高0m前後の構造を、より深部までイメージ ング可能な100MHz探査のLine-②断面で見てみると、より明瞭な凹状の構造が確認できる (図36下図の青色線)。一方で、Line-②断面(図36)はLine-2off断面(図35)に比べて 分解能が低下しており、Line-2off断面で確認できた浅部の凹状構造(図35下図の水色線) が、Line-②断面ではうまくイメージングできていない。したがって、探査対象物の深度や 大きさによっては、地中レーダ探査で用いるアンテナ周波数が異なると、探査結果断面で の明瞭さに違いが生じるため、本調査地点の地下構造の検討の際には、アンテナ周波数の 異なる探査結果を総合的に用いることとする。

本調査地点南部の代表的な断面例として、Line-⑦(50MHz)の探査結果を図37に、Line -⑧(50MHz)の探査結果を図38に示す。これらの測線は、調査地点南部で東西方向に分布 する群列ボーリングNA022-2~NA022-6の周辺に位置している(図28)。また、これらの測 線は、東西方向に掘削されたDトレンチ・Eトレンチに沿って位置している(図28)。こ こで、Dトレンチ・EトレンチおよびEトレンチから南北方向へ分岐するAトレンチの最 大掘削深度は地表から約3m(Aトレンチ南部およびEトレンチ西部)であり、この範囲 では埋没チャンネルは観察されなかった。また、群列ボーリングでも明瞭かつ幅広いチャ ンネル堆積物は確認されなかったものの、ボーリング掘削地点は地中レーダ探査測線のう ちの一部区間のみに限定して不均等に配置されている(図28)。したがって、断層北側ブ ロックに相当する本調査地点北東部・北中部で見られた埋没チャンネルは、断層南側ブロ ックではこれらの掘削範囲外へ延長するものと考えられる。そのため、200MHzや100MHzよ りも深部まで可視化できる50MHz探査の結果について次に述べる。

Line-⑦(50MHz)断面で、埋没チャンネルを示す可能性のある凹状の反射面を探すと、 西端からの距離約24~40m、標高-3m前後(図37下図の水色線)、西端からの距離約26~ 37m、標高-4m前後(図37下図の青色線)に特徴的な反射面が見られる。ここで注意する べき事として、Line-⑦を含む50MHz探査はトレンチ掘削・埋め戻し後に実施されたもので あり、とくにLine-⑦の水色線・青色線の上方にはトレンチ埋め戻し部分(図37下図の茶色 線内)が存在している。一般的に埋め戻し部分では土砂の間隙率・水分率が増大し、他の 部分に比べて局所的に地中電磁波速度が小さくなっている可能性がある。その場合、埋め 戻し部分の下方の地層境界からの反射波走時に遅れが生じ、時間断面では実際の位置より 深い場所に反射面が現れる。また、今回の探査データ処理については、深度変換の際に用 いる地中電磁波速度は平均化されたものであるため、こうした局所的な不均質の影響が深 度変換断面にも及び、時間断面と同様に実際の位置より深い場所に反射面が現れる。こう したことを考慮すると、図37下図の水色線で示される形状は、凹状範囲(水平方向の波長) がトレンチ埋め戻し範囲とほぼ一致しており、局所的な地中電磁波速度の不均一の影響を 受けた見かけの形状である可能性が高い。実際に、Eトレンチ壁面の対応する場所でも埋 没チャンネルは見つかっていない。一方、図37下図の青色線で示される形状は、埋め戻し 部分よりも規模の小さい形状(とくに、青色線の西半分と東半分で特徴が異なり、西側か

らの距離約32~37mで大きく落ち込む)を呈していることから、上方の埋め戻し部の影響 を受けてもなお、実際の凹状の地層境界の存在を反映していると考えられる。したがって、 図35下図の青色線は、埋没チャンネルを示すものと解釈した。次にLine-⑧でも同様に、埋 没チャンネルを示す可能性のある凹状の反射面を探すと、西端からの距離約36~49m、標 高-3.5m前後(図38下図の青色線)に特徴的な反射面が見られる。これはLine-⑦で見られ た埋没チャンネル(図37下図の青色線)の南方延長に相当するものと解釈した。下流側の Line-⑧で見られた埋没チャンネル構造の深度(標高-3.5m前後)が、上流側のLine-⑦で 見られた同構造の深度(標高-4m前後)よりもやや高いのは、上述したトレンチ埋め戻し 部分の影響で、Line-⑦断面内で見られた構造の見かけの深度が実際の深度よりも深くな っていることが理由であると考えられる。

# d) チャンネル堆積物による累積横ずれ量

3Dトレンチでみられたチャンネル堆積物dを対象として、地中レーダ探査結果の各断面 で得られた埋没チャンネルの位置から、対比可能なチャンネルの平面分布を求め、累積右 横ずれ量を計測した(図39)。Bトレンチの底面付近で見られたチャンネル堆積物は、地 中レーダ探査断面では埋没チャンネル構造の幅が約10mと広く(代表的な例が図35、図3 6)、断層の南側の測線で見られた埋没チャンネル構造(代表的な例が図37、図38)も同様 に広い幅を有している。これらの平面分布を復元すると図39のようになる。チャンネルの 幅が広く、断層の北側と南側で走向がわずかに異なるものの、断層北側の走向は比較的直 線的である。そのため、断層北側のチャンネルの西縁を代表的な流向として、断層南側に 外挿して横ずれ量を計測した。その結果、右横ずれ変位量は15.4±0.3m程度(最良推定値 と範囲)となる。Bトレンチでみられたチャンネル堆積物とみられる礫層dは、イベント ⅢとⅣの層準の間に位置するため、3回のイベントを経験している。したがって、本地点 のイベント3回分の累積横ずれ量は15.4±0.3m程度となる。

e) 地震時変位量の推定

阿波大谷地区の3Dトレンチ・GPR探査、ドローンLiDARによる地形解析の結果を総合して、 地震時変位量の復元をおこなった。イベント毎の地震時上下変位量は、Aトレンチと簡易 ボーリングの結果を基に、地形地質断面を作成して復元した(図40)。トレンチでみられ た各ユニットの地層は、砂礫からなるチャンネル堆積物とみられる礫層 a ~ d を除き、砂 混じりのシルト~粘土からなる細粒堆積物を主体とする。これらの地層は初生的にほぼ水 平に堆積していたと考えられるため、断層変位と撓曲変形が及ばない位置での地層境界面 を基準として、累積上下変位量を計測した。その結果、最新イベント1回が1.3m、2回分 が2.1m、3回分が3.2m、4回分が3.7mと計測された。これらを基にイベント毎に差し引 きして求まる各イベントに伴う上下変位量は、それぞれ1.3m、0.8m、1.1m、0.5mであ る。これらのうち、イベントWが最も小さい上下変位量を示した。最新活動に伴う上下変 位量は、みかけの上下変位である崖の比高0.9mよりも低下側を埋積した地層の厚さの影 響で大きくなっている。

次に、最近4回分の地震時横ずれ量の復元を次の通りに試みた。最新活動に伴う地震時 変位量は、2020年トレンチ等の結果から横ずれ変位量が2.8m、上下変位量0.3mであった。 一方、2021年のトレンチ近傍では、上述のように地震時上下変位量のみで1.3mであり、横 ずれ成分は直接測ることができていない。ドローンLiDARのDEMに基づく地形断面から判断 して、西側の2021年トレンチの位置と東側の2020年トレンチの位置までの間で撓曲崖の比 高が最も大きく、人工改変の影響もあるものの、東ないし西へ向かうに連れ比高が小さく なっている(図41)。これは局地的にみれば、眉状低断層崖のように撓曲崖の比高と上下 変位量が断層走向方向に変化していることを示す。すなわち、2020年に計測した変位量は 地震時変位量として過小となる恐れがあり、撓曲崖の比高が大きくなる2021年トレンチ近 傍がより適切な地震時変位量であることを示している。そこで、各イベントで縦ずれ/横 ずれ比が変化しないという仮定のもと、3回分の累積横ずれ量15.4mを各イベントの上下 変位量の比で分配して最近3回分の横ずれ量を復元した。その結果、イベントI が6.3m、 イベントIIが3.9m、イベントIIIが5.3mと推定された。さらに、これらの変位成分の縦横 比(縦ずれ/横ずれ比が0.21)がイベントIVでも同じであったと仮定すれば、上下変位0. 5mを基に、イベントIVに伴う横ずれ量は2.4m程度となる。

なお、堤・後藤(2006)によれば、調査地周辺で段丘崖を変位基準として7.1±0.2mの 右横ずれ変位が報告されている。上記の方法により、2021年トレンチ近傍で求めた2回分 の累積横ずれ量は10.2mであり、30%程度の差が生じている。これは断層走向方向に変位 量が変化した可能性がある一方で、データそのものも再検討していく余地がある。このよ うに、横ずれ・縦横比を固定して地震時の横ずれ量を推定可能となったが、それらの信頼 度については、イベント毎に横ずれ量を復元して検証していく必要性が明らかになった。

f)時間-変位ダイアグラム等による連動型イベントの検討

阿波大谷地区で復元した地震時変位量と活動時期を基に時間一変位ダイアグラムを復 元した(図 42)。ここでプロットした変位量は、4回分の変位量を直接的に地形と地層か ら計測した地震時上下変位量とした。その結果、イベントI~IIは1m前後で同程度の上 下変位を伴っている。上述の横ずれ量の推定からみれば、そのうちイベントIIのみ相対的 に小さな上下変位を伴っていた可能性が高い。一方、イベントIVは上下変位量からみても 0.5m程度と他のイベントに比して半分程度である。累積横ずれ量から直接求めることは できていないが、いずれのイベントでも縦ずれ/横ずれ比が変化しなかった場合、2.4m程 度であった可能性がある。上下変位量と活動時期の関係からみれば、地震時の上下変位が 大きいほど次のイベントの発生間隔が長く、上下変位が小さければ次のイベントの発生間 隔が短い。すなわち、これらの活動繰り返しは time-predictable model 的な挙動 (Shimazaki and Nakata, 1980)になっている。

以上で推定した地震時の横ずれ変位量から松田・他(1980)による断層長一変位量のス ケーリング則を用いて、各イベントに伴う地震断層長を推定した場合、イベント I  $\geq$ 63km、 イベント II  $\geq$ 39km、イベント III  $\geq$ 53km、イベント IV  $\geq$ 24km となる。なお、鉛直な断層面を 考えた場合、上下変位成分を考慮して実変位量に換算してもほぼ変わりない値になる。讃 岐山脈南縁区間の長さは約52km である(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2017)。 これらの変位量は、鳴門南断層上での変位量であり分岐・並走する鳴門断層の変位量は考 慮されていないため、いずれも地震断層長として最小値である。

ここで、最新イベントは、既述のように1596年文禄(慶長)地震群のいずれかの大地震

と考えられており、少なくとも西隣の讃岐山脈南縁西部区間と連動したイベントとして評価されている(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2017)。そのため、少なくともイベントIと同程度の変位量を生じたイベントIIIについては、連動型イベントであったと判断できる。一方、イベントIVについては半分程度と小さい変位量であるため、讃岐山脈南縁東部区間の単独イベントである可能性が高い。したがって、現状のデータからは、最近4回のうち少なくとも2回の頻度で周辺断層との連動型イベントが生じたと考えられる。イベントIIIについては、現状のデータだけでは判別が難しいが、周辺断層区間の活動時期や地震時変位量の結果等も踏まえて、さらに検討していく必要がある。また、上記のtime-predictable model 的な挙動については、さらに多地点で検討を続ける必要がある。

#### 3) 讃岐山脈東縁西部区間の予察的調査

讃岐山脈南縁西部区間の西端付近に位置する寒川断層において、予察的な変位履歴調査 としてドローンLiDAR 調査・GPR 探査を実施した(図43)。寒川断層は讃岐山脈東縁西部区 間の西端付近を構成し、活動履歴が知られていないものの西隣の畑野断層、東隣の池田断 層では複数回の活動時期が知られている。そのため、讃岐山脈東縁西部区間と石鎚山脈北 縁区間を構成する岡村断層との連動性評価において、寒川断層は重要な位置にある。令和 3年度は、新型コロナウイルス感染症拡大による緊急事態宣言の影響等により掘削調査は 実施できなかったが、以下の予察的なドローンLiDAR 調査・GPR 探査を実施した。

a) ドローン LiDAR 調査

寒川断層を対象として、米軍撮影の空中写真判読と現地踏査、ドローン LiDAR による高 精細 DEM の作成をおこなった。その結果、堤・後藤(2006)により指摘されていた土地境 界の系統的な右横ずれに加えて、厳島神社の参道にも右横ずれ 4.0mが検出された(図 43)。 厳島神社は西暦 816 年に建立されたとされているため、16 世紀の最新イベントに伴い参道 が右横ずれしたと考えられる。さらに、西側の2つの右横ずれを 0.1mDEM で再計測した結 果、東から順に 3.4m、3.0mと計測された。これらは堤・後藤(2006)よりわずかに小さ いが西へ向かって変位が減少する傾向を示している。

北側の活断層トレースは右横ずれを主体とする主断層であり、寒川断層と畑野断層の境 界付近に位置する。一方、さらに南側にも北側低下の低断層崖が検出された。Sh-1及び Sh-2測線で計測した低断層崖の比高は 0.7~1.7mである(図 44)。Sh-1測線付近の低断層崖 は上述の厳島神社の参道にも変位を生じている。ただし、この場所では横ずれ成分がみら れない。そのため、この北側低下のトレースは局所的な引張場に形成された正断層と考え られる。

#### b) GPR 探査(地中レーダ探査)

i) 探査測線

愛媛県四国中央市の豊岡町大町地区において、極浅部の構造を把握することを目的に、 総測線長約 290mの地中レーダ探査を実施した。本探査地点における測線の配置状況を図 45 に示す。探査測線群は、本地点において推定される東西走向の断層構造に対して、ほぼ 平行な測線長 30~40mの Line-1~Line-6 と、ほぼ直交する Line-7 (測線長 30m)、Line8(測線長 32.8m)によって構成される。なお、Line-7 は Line-1~Line-6 と交差する。

# ii) 探査データの取得

地中レーダ探査の現場データ取得は、カナダ Sensors & Software 社製の地中レーダ探 査システム「pulseEKK0」を用いて、表7に示される主なデータ取得仕様によって実施した。 探査システムの詳細は、表4に示す。地下断面データの取得は一般的なプロファイル測定 法(例えば、物理探査学会,2016)によって行った。探査測線の座標は、Leica 製 vivaGS15 を用いてネットワーク型 RTK-GNSS 測量によって求めた。また、ワイドアングル測定法(例 えば、物理探査学会,2016)によって、地中電磁波速度を推定するための共通中間点アン サンブルデータセットを取得した。ワイドアングル測定では、送信アンテナと受信アンテ ナの間隔を、アンテナ間の中心位置を保ちながら、0.2mから10.0mまで0.1m刻みで変化 させた。

iii) 探査データの処理

探査データの処理は、コロラド鉱山大学が中心となって開発されたオープンソースの反 射法地震探査データ処理ソフトウェア Seismic Unix、および、株式会社阪神コンサルタン ツによって内製された反射法地震探査データ処理プログラムを用いて行い、最終的な深度 変換断面を得た。主な処理内容は前項「鳴門市阿波大谷地区における地中レーダ探査」と ほぼ同様である。基本的なデータ処理フローを図 30 に、データ処理に用いたパラメタを表 8 に示す。

データ処理の前半部分に相当する、NMO 補正までの主な処理ステップ後の断面例として、 Line-8(図45)の断面を図46に示す。これらの断面例は、相対振幅が正となる部分を赤、 負を青として表示している。以降、本項目の地中レーダ探査断面の表示方法はすべて同様 のものとする。各処理によって断面品質が向上していることがわかる。さらに、ワイドア ングル測定結果から推定された地中電磁波速度を反映して進めたデータ処理後半部分の断 面例として、同じくLine-8(図45)の断面を図47に示す。50MHz 探査では深度7m程度 までの地下構造を可視化できていることがわかる。

iv)探查結果

前述したデータ処理によって、各探査測線において、マイグレーション処理および地形 補正を施した最終的な深度変換断面を得た。これら測線群のうち、断層とほぼ直交する南 北測線 Line-7 および Line-8 における探査結果を図 48、図 49 に示す。ともに断面の下端 付近まで明瞭な反射面が得られている。本調査地点では、堤・後藤(2006)による大縮尺 空中写真判読と現地調査によって、断層変位地形の分布が明らかにされている。それによ ると、Line-7 および Line-8 ではともに測線中央部に断層トレースが位置する。図 48、図 49 の地形断面形状にも標高差や地形に沿って人工的に作られた道路などによってよく反 映されており、Line-7 では南端からの距離 10~18m付近、Line-8 では南端からの距離 14 ~20m付近が、断層の推定地表位置にあたる。こうした断層の地表位置付近から断面下方 へ向かって、反射面の途切れ・食い違いがほぼ鉛直方向に系統的に分布しており、これら を繋ぐ高角な断層面(図 48、図 49 の赤色破線)を解釈することができる。なお、Line-7 では中央部からやや北よりの距離 21~22m付近の下方にも反射面の系統的な途切れがほ ぼ鉛直方向に見られる(図 48 の黒破線)が、断層の地表位置とは対応しておらず、この構 造の存否については今後の検討課題となる。

埋没チャンネル等の構造の平面分布から横ずれ変位量を検討することを目的として探 査を実施した。断層とほぼ平行な6本の測線群Line-1~Line-6のうち、最も北側のLine-1の結果を図50に示す。この断面では地表から標高5m付近まで明瞭な反射面が得られて いる。この探査深度をLine-7断面(図48)やLine-8断面(図49)と比べると、Line-1の 方が探査深度の浅い領域に限られていると言える。これはLine-1断面の深部はノイズの 影響を受けていることが理由である。詳述すると、本探査測線群の南方には東西に国道が 通っており(図45)、とくに国道にほぼ平行なLine-1~Line-6では、測線全域にわたって 国道の側壁からの空中反射波ノイズの影響を受けることになる。また、国道に近づくほど 断面のより浅部の(往復走時の小さい)領域が空中反射波ノイズの影響を受けることにな り、その点、断層に平行な測線群のうちでは、最も北側に位置するLine-1(図45)は上記 ノイズの影響は最も小さい(より深部まで明瞭な反射面が期待できる)と言える。このよ うに、断層に平行な測線群Line-1~Line-6は、それぞれノイズの影響の度合いが異なって いることもあり、横ずれ変位量検討のための地下構造の解釈には、大きな注意が必要とな る。そのため、四国中央市豊岡町大町地区における地中レーダ探査断面の詳細な解釈は、 他の地形地質調査結果等との連携をとりながら、次年度以降継続的に実施する。

# c) 讃岐山脈南縁西部区間の連動頻度の予察的検討

本事業による調査結果や従前の調査研究成果を踏まえて、讃岐山脈南縁西部区間と周辺 断層との連動イベントを予察的に検討した。検討結果を図 51 に示す。同図(d)で引用した トンレチ調査地点と文献は以下の通りである。臼坂地点:池田・他(2014b)、氷見地点・ 土居地点:堤・他(2000);愛媛県(1999)、横黒地点:池田・他(2015b)、洲之内地点: 池田・他(2015a)、飯岡地点:岡田・他(1998a);山崎・他(1995)、岸ノ下地点・岸ノ下 西地点:愛媛県(1999)、後藤・他(2001)、萩生地点:池田・他(2014a)、本郷地点:愛 媛県(2000a, b)、上野地点:長谷川・他(1999)、市木地点:愛媛県(2000a, b)、土居地 点:後藤・他(2003)、上野田地点:愛媛県(2000a, b)、上石床地点・上石床西地点:後 藤・他(1997, 2001)、平山地点:愛媛県(2000a, b)。

讃岐山脈南縁東部区間と西部区間との連動型イベントについては、従来より指摘されて いる通り、歴史時代の最新活動時期が重なることから西暦 1596 年文禄(慶長)の大地震で あった可能性が高いとされてきた。一方、池田断層の平山地点における調査結果(愛媛県, 2000a)では、最新活動時期の上限が13~14世紀とされ、これを覆う17世紀以降の地層に も液状化痕がみられるとされる(地震調査研究推進本部地震調査委員会,2017)。この最新 活動時期が池田断層の挙動の代表性を示す場合は、讃岐山脈南縁東部区間と西部区間は16 世紀に連動型イベントを生じていないことになる。また、この場合、平山地点における17 世紀以降の液状化痕は、近傍の他の断層が活動したイベントによる地震動により形成され たと判断される。ただし、最新活動時期の上限が13~14世紀を示す地点は、池田断層の平 山地点だけであり、池田断層上のさらに西の地点や畑野断層、石鎚断層では最新活動時期 が1596 年地震に対応する可能性が高い。この点は、今後さらに精緻かつ多数の最新活動時 期で検討する必要がある。

最新活動より前のイベントについては、讃岐山脈南縁東部区間の阿波大谷地区の活動時 期が従来よりも精度良く特定された結果、西部区間の既往の活動時期とはいずれも整合し ない結果となった。地点毎に最も古い活動履歴が異なっているが、概ね4000年の期間に限 られる。そのため、現時点では、約4000年間では讃岐山脈南縁東部区間と西部区間の連動 型イベントは最新活動のみが候補となる。

また、讃岐山脈南縁西部区間と西隣の石鎚山脈北縁区間との連動イベントを検討した。 堤・後藤(2006)による変位量分布に本事業で得られた変位量を加味し、断層分布や既往 の活動区間、活動時期を総合して検討した(図 51)。その結果、寒川断層から畑野断層に かけて、最新活動に伴う変位量は西へ向かって減衰する傾向がより明確になった。畑野断 層では6m前後の右横ずれ量が計測されているが、これは2~3回分の累積である可能性 が指摘されている(堤・後藤,2006)。また、池田断層の東みよし町池田地点では、段丘崖 の右横ずれを基準として、最新活動に伴う変位量7.0±0.2mが報告されている(堤・後藤, 2006)。一方、近年実施された擬似3DのGPR探査によって、埋没チャンネル堆積物の分布 を基準とした変位量が3.5±0.7mであった可能性も指摘されている(Patria et al., 2022)。ただし、同地点は並走する2条の活断層トレースの片側に位置し、いずれの変位量 でも最小値になり得るため、変位基準の年代値や両方のトレースの活動度などを考慮した 議論が必要である。そのため、ここでは参考値として扱うこととした。このように、変位 量分布の傾向や活動時期を比較した結果、讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁区間が連 動したイベントは検出されなかった。

ただし、上述したように、最新活動時期については検討の余地があり、両区間が連動し た可能性も残されている。最新活動時期の精緻化が困難な場合、ここでは、岡村断層の最 新活動に伴う変位量が鍵となる。仮に岡村断層が讃岐山脈東縁西部区間と連動した場合、 地震時の変位量分布は、岡村断層の東端に向かって減衰することなく、畑野断層や寒川断 層と同程度になることが期待される。一方、連動しなかった場合には、図 51a に破線で示 したように、岡村断層の東端に向かって変位量が減衰すると考えられる。したがって、両 ケースを検討するため、岡村断層東端及び畑野断層西端、石鎚断層などでより多くの地震 時変位量を検出し、畑野断層の6m前後の累積横ずれ量がイベント何回分であったかを検 討することで、最新活動に伴う讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁区間の連動が判断で きると期待される。

さらに、石鎚山脈北縁区間の岡村断層についても予察的に検討する。岡村断層の中央部 付近では5~6mの最新活動に伴う横ずれ量が計測されている(Tsutsumi et al., 1991; 堤・後藤, 2006)。一方、岡村断層の長さは約 29kmに過ぎない。松田・他(1980)のスケ ーリング則によれば、石鎚山脈北縁区間単独で活動した場合、地震時変位量は約 3 mにな るため、現実の実測値が 2 倍程度大きい。すなわち、石鎚山脈北縁区間の最新活動は、単 独ではなく周辺と連動したイベントであると判断できる。現時点では、西側の石鎚山脈北 縁西部区間と連動したと考えて矛盾がない。東側の讃岐山脈東縁西部区間との連動は、上 記のように、岡村断層東端及び畑野断層西端、石鎚断層などで地震時変位量データを充足 させる必要がある。

# (c) 結論ならびに今後の課題

令和3年度は、中央構造線断層帯讃岐山脈南縁東部区間から西部区間を主な対象として、 変位履歴に基づく連動性評価を実施するための基礎的なデータを野外地形地質調査により 取得した。山麓南縁沿いを延びる鳴門断層上の撫養町木津地区において、昨年度に引き続 きドローンLiDAR 調査とボーリング調査を実施し、より正確な断層位置、極浅部の断層形 状、鳴門断層による古地震イベントなどを明らかにした。その結果、少なくとも2回の活 動が約 6700 年前以降に生じたと推定した。また、約 3500 年前以降に生じた1~2回のイ ベントに伴い、横ずれ変位 7.7mと上下変位 1.0mが生じた可能性を指摘した。今後、追加 の年代測定等を実施し、より詳細な変位履歴を明らかにする必要がある。

平野内で鳴門断層から分岐して延びる鳴門南断層上の阿波大谷地区において、昨年度に 引き続き 3D トレンチ・GPR 調査を実施した。昨年度よりも撓曲崖の比高が明瞭な場所で掘 削した断層直交方向のトレンチでは、ほぼ鉛直~北傾斜 80°の断層が露出した。断層と湿 地性堆積物等との変位・変形の関係をもとに、新しいものからイベントI~Wを識別した。 放射性炭素同位体年代測定と考古遺物の鑑定結果から、最新イベントIは鎌倉時代から江 戸時代までに生じており、従来のように1596年文禄(慶長)の一連の大地震に対応する。 最新イベントを 1596年地震に対比した場合、過去4回のイベントの平均発生間隔は 1200 ~1300年と算出された。さらに、断層に平行なトレンチでみられた埋没チャンネル堆積物 の分布を GPR探査等により復元し、過去3回分の累積横ずれ量を15.4±0.3mと推定した。 この累積横ずれ量をもとに縦ずれ/横ずれ比を固定して各イベントの地震時横ずれ量を検 討した結果、イベントIが6.3m、イベントIIが3.9m、イベントIIIが5.3m、イベントIV が2.4mと推定された。さらに、各イベントの地震時上下変位量と発生年代から変位履歴 を検討した結果、4回のうち2回のイベントが連動型イベントであった可能性、時間予測 モデル的な繰り返しであった可能性を指摘した。今後、複数回の地震時横ずれ量をさらに 精度良く復元する必要がある。

讃岐山脈南縁西部区間の西端付近を構成する寒川断層の四国中央市豊岡地区において、 予察的な変位履歴調査を実施した。ドローン LiDAR 調査及び GPR 探査の結果、厳島神社の 参道を含む道路に系統的な右横ずれ 3.0~4.0mが認められた。厳島神社の建立時期は西暦 816 年の奈良時代とされており、これらの右横ずれは 1596 年地震相当の最新活動に伴って 形成された可能性が高い。

讃岐山脈南縁西部区間と周辺断層との連動について予察的に検討した結果、最新活動で は讃岐山脈南縁東部区間と連動した可能性が残されているものの、過去4000年間には他 には連動イベントが検出されなかった。また、石鎚山脈北縁区間との連動イベントは、変 位量からみて最新活動では非連動であった可能性が高く、さらに検討の余地があることが 判明した。今後、さらに複数回のイベントに伴う変位量と変位履歴を復元し、讃岐山脈南 縁西部区間と西隣の石鎚山脈北縁区間との連動性、本事業で対象とする区間全体の連動性 を検討していく。

謝辞:野外調査の実施にあたり徳島県危機管理防災課、鳴門市危機管理室、愛媛県防災 危機管理課、四国中央市防災まちづくり推進課の各位にご協力を頂きました。掘削調査地 の地権者及び耕作者の方々には、調査の趣旨をご理解頂き、土地の使用と掘削をご快諾頂 きました。徳島県文化資源活用課・近藤 玲氏には、阿波大谷地区で出土した遺物の年代、 及び周辺の条里に関する文献をご教示頂きました。阿波大谷トレンチでは四国総研・池田 倫治氏並びに四国電力・大野裕記氏、西坂直樹氏ら諸氏、産業技術総合研究所・佃 栄吉 氏、電力中央研究所・井上大榮氏、広島大・奥村晃史氏に壁面の解釈や周辺の地形地質に ついて有益な議論を頂きました。広島大・山中 蛍氏にはドローンの空撮写真をご提供頂 きました。産業技術総合研究所の宍倉正展氏、松本弾氏、谷川晃一朗氏には阿波大谷地区 トレンチの津波堆積物についてご教示、ご議論頂きました。皆様に記して御礼申し上げま す。

(d) 引用文献

物理探査学会,物理探査ハンドブック 増補改訂版,公益社団法人 物理探査学会,東京, 1045p, 2016.

- Daniels, D.J. ed., Surface-penetrating radar, The Institute of Electrical Engineers, 300p, 1996.
- 榎原雅治, 文禄五年豊後地震に関する文献史学からの検討, 日本歴史, 865, 18-36, 2020.

愛媛県,平成10年度地震関係基礎調査交付金 中央構造線断層帯(愛媛北西部・石鎚山脈北 縁)に関する調査成果報告書.愛媛県,416p,1999.

- 愛媛県,平成11年度地震関係基礎調査交付金中央構造線断層帯(愛媛北西部・石鎚山脈北 縁・讃岐山脈南縁)に関する調査成果報告書,421p,2000a.
- 愛媛県,平成11年度地震関係基礎調査交付金中央構造線断層帯(愛媛北西部・石鎚山脈北 縁・讃岐山脈南縁)に関する調査成果報告書(概要版),54p,2000b.

後藤秀昭・中田 高・高田圭太・熊原康博, Geo-slicer による中央構造線活断層系,池田断 層西端部の最新活動期の再検討,日本地理学会発表要旨集,52,212-213,1997.

- 後藤秀昭・中田 高・堤 浩之・奥村晃史・今泉俊文・中村俊夫・渡辺トキエ,中央構造線 活断層系(四国)の最新活動時期から見た活断層系の活動集中期,地震,第2輯,53,205-219,2001.
- 後藤秀昭・堤 浩之・遠田晋次,中央構造線活断層系・畑野断層の最新活動時期と変位量, 地学雑誌,112,531-543,2003.
- 長谷川修一・岡田篤正・田村栄治・川上裕史・大野裕記・永峰良則,愛媛県土居町における中央構造線系畑野断層のトレンチ調査,四国電力,四国総合研究所研究期報,73,50-67,1999.
- 池田倫治・後藤秀昭・堤 浩之・近藤久雄・西坂直樹・大野裕記・露口耕治・小林修二,四 国中央部の中央構造線活断層帯岡村断層の最新活動時期と変位量,日本地球惑星科学連 合講演要旨, SSS34-P24, 2014a.

池田倫治・堤 浩之・後藤秀昭・西坂直樹・大野裕記・柳田 誠,四国西部の中央構造線断 層帯川上断層の東部における完新世後期の活動履歴,活断層研究,40,1-18,2014b.

池田倫治・辻 智大・堤 浩之・後藤秀昭・柳田 誠・大西耕造・西坂直樹, 愛媛県西条市加 茂川左岸の中央構造線断層帯岡村断層の断層分布と最新活動時期,活断層学会講演要 旨, P-10, 2015a.

- 池田倫治・辻 智大・後藤秀昭・堤 浩之・興津昌宏・柳田 誠・大野裕記・西坂直樹,四国 中央部の中央構造線断層帯川上断層東端部における群列ボーリング調査,地質学雑誌,, 121,403-419, 2015b.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会,「中央構造線断層帯(金剛山地東縁-由布院)の長 期評価(第二版)」, 162pp, 2017.
- 町田 洋・新井房夫,南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ-アカホヤ火山灰,第四 紀研究, 17, 143-163, 1978.
- 町田 洋・新井房夫,「新編火山灰アトラス-日本列島とその周辺」,東京大学出版会,336pp, 2003.
- 松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文, 1896 年陸羽地震の地震断層, 東京大学地震研 究所彙報, 55, 795-855, 1980.
- 森野道夫・岡田篤正・中田 高・松波孝治・日下雅義・村田明広・水野清秀・能見忠歳・ 谷野宮恵美・池田小織・原 郁夫,徳島平野における中央構造線活断層系の活動履歴,地 質学雑誌,107,681-700,2001.
- 森野道夫・岡田篤正,トレンチ調査結果の再検討に基づく四国中央構造線活断層系の活動 履歴,活断層・古地震研究報告,2,153-182,2002.
- 岡田篤正・堤 浩之,中央構造線活断層系父尾断層の完新世断層活動一徳島県市場町での トレンチ調査一,地学雑誌,106,644-659,1997.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・安藤雅孝,中央構造線活断層系岡村断層の完新世断層活動 一愛媛県西条市飯岡地区のトレンチ調査のまとめ.活断層研究,17,106-131,1998a.
- 岡田篤正・楮原京子・熊原康博・澤祥・廣内大助,1:25,000都市圏活断層図「鳴門海峡」, 国土地理院,2014.
- Patria, A., H. Kimura, Y. Kitade, and H. Tsutsumi, Right-lateral offset associated with the most recent earthquake on the Ikeda fault of the Median Tectonic Line, southwest Japan, revealed by ground-penetrating radar profiling, Progress in Earth and Planetary Science, 9:8, https://doi.org/10.1186/s40645-022-00466-7, 2022.
- Ramsey, C.B., Radiocarbon calibration and analysis of stratigraphy: the OxCal program. Radiocarbon, 37(2), 425-430, 1995.
- Ramsey, C.B., Bayesian analysis of radiocarbon dates. Radiocarbon, 51(1), 337-360, 2009
- Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Hajdas, I., Heaton, T., Hogg, A., Hughen, K., Kromer, B., Manning, S., Muscheler, R., Palmer, J., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R., Richards, D., Scott, E., Southon, J., Turney, C., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., and Talamo, S., The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55

cal kBP). Radiocarbon, 62, 2020.

- 産業技術総合研究所(2021) 活断層データベース 2021 年 7 月 13 日版. https://gbank.gsj.jp/activefault/
- Shimazaki, K., T. Nakata, Time-predictable recurrence model for large earthquakes, Geophysical Research Letters, 7, 279-282, 1980.
- Smith, V. C., R. A. Staff, S. P. E. Blockley, C. Bronk Ramsey, T. Nakagawa, D. F. Mark, K. Takemura and T. Danhara, Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. Quaternary Science Reviews, 67, 121-137, 10.1016/j.quascirev.2013.01.026, 2013.
- 高田圭太・中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・原口 強・松木宏彰,徳島平野低地部に認め られた中央構造線活断層系鳴門南断層の変位地形,活断層研究,17,97-105,1998.
- 徳島県,平成10年度中央構造線断層帯(讃岐山脈南縁)に関する調査成果報告書,徳島県、1999、<u>https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Tokushima4frm.htm</u> (2021/03/31閲覧).
- 徳島県,平成11年度中央構造線断層帯(讃岐山脈南縁)に関する調査成果報告書,徳島県、2000、<u>https://www.hp1039.jishin.go.jp/danso/Tokushima5frm.htm</u> (2021/03/31閲覧).
- Tsutsumi, H. and A. Okada, Segmentation and Holocene Surface Faulting on the Median Tectonic Line, Southwest Japan. J. Geophys. Res., 101, 5855-5871, 1996.
- 堤 浩之・岡田篤正・後藤秀昭・松木宏彰,中央構造線活断層帯川上断層の完新世後期に おける活動履歴.活断層研究,19,77-86,2000.
- 堤 浩之・後藤秀昭,四国の中央構造線断層帯の最新活動に伴う横ずれ変位量分布,地震 2,59,117-132,2006.
- 山崎晴雄・佃 栄吉・奥村晃史・吉岡敏和・衣笠善博・岡田篤正・中田 高・堤 浩之・長谷 川修一, 1988 年 8 月中央構造線岡村断層(西条市八幡原地区)トレンチ発掘調査,活断 層研究, 13, 60-71, 1995.

	地層名			Shart to Lot & Lot & Artis
ユニット	サブユニット		年代測定結果(y.B.P.)・考古遺物	試料・考古遺物採取箇所
	**** /6= 1	黒褐色を呈する砂混じりシルトからなる。植物根が混じる。局所的に下部に明灰色を呈する砂混じりシルトを伴う。		
	耕作土	各トレンチに広く分布が認められる。		
	5	明褐色を呈する砂混じりシルトからなる。Aトレンチ北側においては、下部に中礫層を伴い、局所的に上部が欠如する。		
1		下部は灰白色を呈する砂混じりシルト、上部は明褐色を呈するシルト混じり砂からなる。酸化したストロー状の植物根が発達する。	陶器の確比(1801年~1850年頃)	Fトレンチ南西
	10	Bトレンチにおいては、小規模なチャネルを形成する細~中礫層が認められる。	000+20	ヒトレンノ用面
		各トレンチにおいて、広く分布が認められる。	300±30	01/00/16
	20	明褐色から灰白色を呈するシルト混じり砂からなる。酸化したストロー状の植物根が発達する。		
	20	各トレンチにおいて、広く分布が認められる。		
	碰圈。	褐色から灰色を呈する中礫層。わずかに大礫を含む。層位関係から20層に対比されると判断される。		
		Bトレンチにおいて分布が認められる。		
			上部:2220±30	Aトレンチ西面
	30	灰色を呈するシルトからなる。下鳖側では、下部に暗灰色を呈するシルトを伴う。	中部:2320±30	Aトレンチ西面
2		Aトレンチにおける断層下盤側及びDトレンチ,Eトレンチ,Fトレンチにおいて広く分布が認められる。	下部:1830±30	Aトレンチ西面 all レズ 小丁
		1.動詞では、広方なも日より15月にある。」しょともあって使いたの世界が1.月11月に出来たよう	3750±30	しトレンテル面
	10	工業側では、次日巴を主する砂洗しりシルトからなり、細粒砂の薄層かしはしは伏住する。 工能側では、ひ泪にりたいしよく広告をも日ナスといしに展知液化し、工作に放広をも日ナスといしたがら	2000 1 20	A110/4888
	40	「盗風には、砂底しリンルドから灰白色を至するンルドに層値変化し、下部に幅灰色を至するンルドを行う。	3020±30	ハドレンノ四面
		Rドレンクにおける原暦「盛岡及びDドレンク」、ビドレンク、ドドレンクにおいて広く力加が60の5463。 即現色を見てたる感謝から山遠園 小島の土産を含む。 層位現底から40層に対比されたと判断された。		
	礫層b	Aトレンチ及びBトレンチ Cトレンチに分布が認められる		
		明灰色を呈するシルト湿じり砂からシルトからなる。弱い平行葉理が認められる細約砂の濾層がしばしば挟在する。	上部:3710±30	Aトレンチ西面
	50	Aトレンチにおける断層下整個及びDトレンチ、Fトレンチ、Fトレンチにおいて広く分布が認められる。	下部:1990±30	Aトレンチ西面
		暗灰色を呈する有機質シルトからなり、局所的に腐植物層が挟在する。65層を挟在する。	上部:1970±30	Aトレンチ西面
	60	Aトレンチにおける断層下盤側及びDトレンチ、Eトレンチ、Fトレンチにおいて広く分布が認められる。	中部:2020±30	Aトレンチ西面
		明褐色を呈するシルトからなり、腐植物層と細互層をなす。		
	65	Eトレンチ及びFトレンチにおいて分布が認められる。		
		明灰色から灰色を呈する砂混じりシルトからなる。上部には暗灰色を呈するパッチ状のシルトが認められ、上面は局所的に火炎状構		
	70	造様を呈する。	2230±30	Aトレンチ西面
		Aトレンチにおける断層下盤側及びEトレンチ,Fトレンチにおいて分布が認められる。		
	80	暗灰色を呈する有機質シルトからなる。		
3		Aトレンチ西面における断層下盤に分布が認められ,南側でせん滅する。		
		明灰色から灰色を呈する砂混じりシルトからなる。北側においては,酸化したストロー状の植物根が発達する。		
	90	断層下盤側においては、その上面は局所的に火炎状構造様を呈する。	2790±30	Bトレンチ南面
		Aトレンチ及びBトレンチ、Cトレンチに広く分布する。		
	-94.000	明褐色から灰色を呈する甲礫層。少量の大礫を含む。有機質な細粒から甲粒砂層を伴う場合がある。相運関係から90層に対比される		
	傑眉c	と判断される。 A しいバチャ側取れてもしいバチにおいて公式が認めとれる		
		Aトレノフル関及いBトレノフにおいて万中が銘のられる。 明編各も中ナスシルしんとねり 断体的ね合金もデナ		
	100	が同己と主チョンパール・ウネット前側のなが中と小す。 Aトレンチになける断局近陸の上般側のバ下般側に公布が認められる。上般側にないてけ、北側で計し減する	3460±30	Aトレンチ西面
		RTFシンプにおけるが温止(かり上盤)(成の工盤)(成の工盤)(に分布が300000%の3。工盤)(においてには、4000で20000533。 暗灰色を呈するシルトからなる。	上部:3270±30	Aトレンチ西面
	110	Aトレンチにおける断層近傍の上鰺側及び下駿側において分布が認められ、北側でせん滅する。	下部:3480±30	Aトレンチ西面
-	1	明灰色から灰色を呈する砂混じりシルトからなる。シルト混じり砂の薄層を伴う場合がある。		
	120	断層上盤においては、上部に暗灰色を呈するパッチ状のシルトを含む。	4050±30	Aトレンチ西面
		Aトレンチにおける断層近傍の下盤側及び断層上盤側,Bトレンチにおいて広く分布が認められる。		
	100	暗灰色を呈するシルトからなる。	3500±30	Aトレンチ西面
	130	Aトレンチにおける上盤側及びBトレンチにおいて広く分布が認められる。	4160±30	Bトレンチ南面
	凝固。	青灰色を呈する中礫層。しばしば大礫を含む。平行業理が認められる細粒から中粒砂層を伴う。層位関係から130層に対比されると		
4	990 AB U	判断される。Bトレンチにおいて分布が認められる。		
1	140	明褐色を呈する砂混じりシルトからなり、弱い平行葉理が認められる。断統的な分布を示す。	3630±30	Aトレンチ西面
		Aトレンチにおける断層近傍の上盤側において分布が認められ,北側でせん滅する。		
	145	明褐色を呈するシルトからなり、断続的な分布を示す。		
		Aトレンナにおける断層近傍の上堅側において分布が認められ、光側でぜん強する。	1000 - 00	A A A A A A A A A A A A A A A A A A A
	150	喧伏巴を主りるンルトからばる。 14に展れせた! し知及れて知に反合されます 小小 同館でもり 明瞭ね笑思い想められない	4030 ± 30	Aトレンチ西面
	150	143層と次位し、上的反して的に広力されるものの、同員にあり、労感な差異は認められない。 Aトレンチにおける断鼻近倖の上般側において分布が認められ、北側でせん減すろ	3890+30	Aトレンチ西面
	-	トロードアノに知らりを得るための主要はにもので、方面が認められば、相応できたのが、その時間になったなない。	0000200	
		上的は人口とから個人とを主するフルドからなり、個人とを主するパワノ かの有機質 フルドを占む。 下部は褐灰色を呈する有機質な砂漠じりシルトからなり、腐植物を多量に含む。		
	160	上面は火炎状構造様を呈する。上部及び下部の境界には、断統的に分布する細粒砂の薄層が認められる。		
		Aトレンチにおける断層上盤側及びBトレンチにおいて広く分布が認められる。		
		上盤側においては青灰色を呈する細粒から中粒砂からなり、腐植物層を挟在する。		
	170	下盤側においては灰色から暗灰色を呈する細粒砂から中粒砂混じり中礫からなる。		
5	1	トレンチ壁面においては分布が認められず、ボーリングコアにおいて認められる。		
		上盤側においては青灰色を呈するシルト混じり砂からなり、腐植物を多量に含む。		
1	180	下盤側においては有機質シルトを含む細から中粒砂及びシルトからシルト混じり砂からなり、腐植物を含む。		
1		トレンチ壁面においては分布が認められず、ボーリングコアにおいて認められる。		
	190	暗灰色を呈する細から中粒砂からなる。塊状を呈する。		
1		トレンチ壁面においては分布が認められず、ボーリングコアにおいて認められる。	1	

表1 阿波大谷地区 2021 年トレンチの層序と年代

探査システム	米国 GSSI 社製	カナダ S&S	備考		
	200HS	pulseEKKO	pulseEKKO		
アンテナ周波数	200MHz	$50 \mathrm{MHz}$	$100 \mathrm{MHz}$		
サンプリング間	0.244ns	1.6ns	0.8ns		
隔	$(250 \text{ns} \div 1024)$				
記録長(サンプル	1024pts.	250pts.	250pts.	プレトリガー	
数/トレース)				含む	
スキャン点間隔	0.025m	0.4m	0.2m		
垂直重合数	1	64	64	スタック数	
記録ファイルフ	dzt 形式(32 bit)	dt1 形式(16	bit)		
オーマット					

表2 主な探査データ取得仕様(徳島県鳴門市阿波大谷地区)

表3 米国 GSSI 社製 200HS システムの詳細構成・仕様

種類	形式	製品名	製造	主な仕様
アンテ	送信・受	200HS	GSSI	周波数:200MHz、インパルス型
ナ	信アン			主な機能:RTS(Real-time Sampling)、
	テナー			ハイパースタッキング機能
	体型			アンテナ間隔: 33.2cm
				通信:Wifi
				寸法・重量:64.8×64.8×34.3 mm、18 kg
				内部電源:リチウムイオン電池(約4時
				間動作)
コント	タブレ	TOUGH	Panasonic	OS : Windows10Pro (64 bit)
ローラ	ット	pad G1	$\cdot$ GSSI	CPU : i5-7300U
				メモリ : 8GB
				画面:10.1型 TFT カラーLCD、タッチパ
				ネル
				電源:リチウム電池
				データファイルフォーマット;
				RADAN(dzt 形式、32bit)
				スキャン間隔:最大 200 スキャン/sec
				サンプル数/トレース:512、1024、2048、
				4096、8192pts.
				収録モード:時間、距離、ポイント
				収録長:0~16,000nsec
				ゲイン:手動調整(-42~126dB)

				内部 GPS 精度: 2.5m
				Wifi 範囲:15m
				インターフェイス:USB
距離計	車輪式	620	GSSI	16インチホイルサーベイ
		Survey		
		Wheel		

種類	形式	製品名	製造	主な仕様
アンテ	送信·受	50MHz	Sensors	周波数:50MHz、インパルス型
ナ	信アン	Antenna	&	寸法:1840×140×50mm
	テナ分		Software	重量:1.8kg
	離型	$100 \mathrm{MHz}$	Inc.	周波数:100MHz、インパルス型
		Antenna		寸法:920×140×50mm
				重量:1.2kg
送信器		Transmitter		寸法:260×150×110mm
				重量:2.8kg
				インターフェイス:光ケーブル
受振器		Receiver (Pro)		寸法:260×150×110mm
				重量:2.8kg
				インターフェイス:光ケーブル
				収録データ:16bit
コント	—	Digital video		CPU : QuadCore, 800MHz
ローラ		logger		寸法:240×240×68 mm
		DVL500P		重量:2.75kg
				メモリ:8GB
				画面:8.1型 TFT カラーLCD
				電源:外部 12V
				データファイルフォーマット:dz1
				形式、16bit
				収録方式:digital equivalent
				time sampling (DETS)
				パルス送信間隔:最大 100kHz
				サンプル数:最大 30,000pts.
				収録長:最大 192,000nsec
				重合数:1~64
				外部 GPS 精度:±10m
				インターフェイス:USB 他
距離計	車輪式	Big wheel		
		odometer		
台車	手押し	SmartCart		
	式			

表 4 カナダ Sensors & Software 社製 pulseEKKO システムの詳細構成・仕様

表5 主な処理パラメタ(徳島県鳴門市阿波大谷地区において 200MHz アンテナを用い

処理項目		設定パラメタ他	備考
前処理	リサンプリング	4,096MHz から 5,000MHz	
		$\sim$	
デコンボリューシ	最小位相変換	直達波利用	
ョン	AGC	ウィンドウ幅:15ns	
	デコンボリューション	スパイキング	
メディアンフィル		ウィンドウ幅:全測線長	直達波低減
R		モード:メディアン値を削	
		除	
ゼロタイム補正	タイムシフト	直達波到達時間をゼロに	
メディアンフィル		速度:25~35cm/ns の回折	
R		波を低減	
バンドパスフィル		通過帯域:25~300MHz	
R			
NMO 補正		電磁波速度:7cm/ns	
		ストレッチミュート:1.75	
出力時バンドパス	バンドパス(時間断面)	通過帯域:100~400MHz	
フィルタ			
マイグレーション	フェーズシフト	電磁波速度:7cm/ns	標高差考慮せず
深度変換		電磁波速度:7cm/ns	

て取得したデータ)
## 表6 主な処理パラメタ(徳島県鳴門市阿波大谷地区において 50MHz アンテナ、

処理項目		設定パラメタ他	備考
前処理	リサンプリング	625MHz から 2,500MHz へ	50MHz データ
		1,250MHz から 5,000MHz	100MHz データ
		$\sim$	
デコンボリューシ	最小位相変換	ワイドアングル測定データ	
ョン		利用	
	AGC	ウィンドウ幅:35ns	50MHz データ
		ウィンドウ幅:25ns	100MHz データ
	デコンボリューショ	スパイキング	時間分解能向上
	ン		
メディアンフィル		ウィンドウ幅:全測線長	直達波と同じ傾きのイ
タ		モード:メディアン値を削	ベント低減
		除	
ゼロタイム補正	タイムシフト	直達波到達時間をゼロに	
メディアンフィル		速度:25~35cm/ns の回折	100MHz データ
<i>А</i>		波を低減	
バンドパスフィル		通過帯域: 8~100MHz	50MHz データ
タ		通過帯域:10~250MHz	100MHz データ
振幅調整	AGC	ウィンドウ幅:150ns	50MHz データ
NMO 補正		電磁波速度:7cm/ns	
		ストレッチミュート:1.75	
マイグレーション	フェーズシフト	電磁波速度:7cm/ns	標高差考慮せず
深度変換		電磁波速度:7cm/ns	

100MHz アンテナを用いて取得したデータ)

探査システム	カナダ S&S 社製	備考
	pulseEKKO	
アンテナ周波数	50MHz	
サンプリング間	1.6ns	
隔		
記録長(サンプル	250pts.	プレトリガー
数/トレース)		含む
スキャン点間隔	0.4m	
垂直重合数	64	スタック数
記録ファイルフ	dt1 形式 (16bit)	
オーマット		

表7 主な探査データ取得仕様(四国中央市豊岡町大町地区)

×.			_/
処理項目		設定パラメタ他	備考
前処理	リサンプリング	625MHz から	
		$2,500\mathrm{MHz}$ $\sim$	
デコンボリューショ	最小位相変換	ワイドアングル測定デ	
ン		ータ利用	
	AGC	ウィンドウ幅:40ns	
	デコンボリューショ	スパイキング	時間分解能向上
	ン		
メディアンフィルタ		ウィンドウ幅 : 全測線長	直達波と同じ傾き
		モード:メディアン値を	のイベント低減
		削除	
ゼロタイム補正	タイムシフト	直達波到達時間をゼロ	
		に	
メディアンフィルタ		速度:12.5~35cm/ns の	空中伝播波低減
		回折波を低減	
バンドパスフィルタ		通過帯域: 8~100MHz	
NMO 補正		電磁波速度:	電磁波速度はワイ
		Line1~3 7.65cm/ns	ドアングル測定結
		Line4~6 6.65cm/ns	果から推定
		Line7 6.65~7.65cm/ns	
		Line8 5.20~7.90cm/ns	
		ストレッチミュート:	
		1.75	
マイグレーション	フェーズシフト	電磁波速度:同上	標高差考慮せず
深度変換		電磁波速度:同上	

表8 主な処理パラメタ(四国中央市豊岡町大町地区)



図1 中央構造線断層帯(四国)の位置と本研究で対象とする活動区間。 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2017)に加筆。



図2 中央構造線断層帯・讃岐山脈南縁東部区間及び西部区間の分布と位置。 基図は、産総研活断層データベース・地質図Navi、国土地理院陰影起伏図。



図3 讃岐山脈南縁東部区間を構成する鳴門断層と鳴門南断層の分布。 国土地理院・地理院活断層図(岡田・他, 2014)に加筆。



図4 鳴門市撫養町木津地区における高精細 DEM。

活断層線を赤色線(ケバは低下側)、赤矢印は撓曲変形を示す。基図はドローン LiDAR による 0.1mメッシュ DEM。



図5 撫養町木津地区における地形断面図。 赤矢印は活断層の位置。測線位置は図4に示す。



撫養町木津地区ボーリングコア MYK01.5 孔 0.00 ~ 16.00m

図6 ボーリングコアの写真 (MYK01.5 孔)。



撫養町木津地区ボーリングコア MYK05 孔 0.00 ~ 12.00m

図7 ボーリングコアの写真 (MYK05 孔)。



撫養町木津地区ボーリングコア MYK06 孔 0.00 ~ 12.00m

図8 ボーリングコアの写真 (MYK06 孔)。



撫養町木津地区ボーリングコア MYK07 孔 0.00 ~ 8.00m

図9 ボーリングコアの写真 (MYK07 孔)。



図 10 撫養町木津地区における地形地質断面図 (MYK01~MYK04 孔)。 MYK01.5 孔が今年度に追加掘削したコア。



図11 撫養町木津地区における地形地質断面図(MYK05~MYK07孔)。



 図 12 鳴門市阿波大谷地区における 3D トレンチ調査の位置。
基図は、令和2年度に作成したドローン LiDAR による 0.1m DEM。NA022-2~NA022-6 は簡 易ボーリングの掘削位置。



図13 トレンチ壁面の展開図。





Aトレンチ西面

図14 トレンチ壁面の写真とスケッチ(Aトレンチ西壁面)。



A トレンチ東面

図 15 トレンチ壁面の写真とスケッチ (Aトレンチ東壁面)。



図16 トレンチ壁面の写真とスケッチ(Aトレンチ北壁面)。



図17 トレンチ壁面の写真とスケッチ (Bトレンチ)。



図18 トレンチ壁面の写真とスケッチ(Eトレンチ北壁面)。



図19 トレンチ壁面の写真とスケッチ(Eトレンチ南壁面)。



図 20 Cトレンチ壁面の展開図。



図 21 トレンチ壁面の写真とスケッチ (Cトレンチ北壁面)。



図 22 トレンチ壁面の写真とスケッチ (Cトレンチ南壁面)。

壁面写真



Dトレンチ北面

図 23 トレンチ壁面の写真とスケッチ (Dトレンチ北壁面)。



図 24 トレンチ壁面と簡易ボーリング(NA022-1~NA022-6 孔)の層序区分。



図 25 阿波大谷地区Aトレンチにおける古地震イベントの解釈。 上段:西壁面、下段:東壁面。赤線は活断層、数字は地層番号を示す。



図 26 2020 年トレンチ調査の古地震イベント発生年代。



図 27 2021 年トレンチ調査の古地震イベント発生年代。 オレンジ色のボックスは 2020 年トレンチ、灰色のボックスは森野・岡田(2002)のイベ ント発生年代の推定幅。





図 28 地中レーダ探査測線の配置状況(徳島県鳴門市阿波大谷地区)。 緑色線の多角形は、トレンチ掘削範囲を示す。上図は測線全体の配置状況。下図は Line-2・Line-2-3・Line-3 および Line-2off・Line-2-3off・Line-3offの位置関係の詳 細について、拡大したもの。



図 29 プロファイル測定法の概念図。



図 30 本地中レーダ探査におけるデータ処理の基本的なフローチャート。



図 31 データ処理前半(NMO 補正前まで)の主な処理ステップ後の断面の例。 Line-4 において 200MHz アンテナを用いて取得したもの。相対振幅が正となる部分を 赤、負を青として表示している。以降、本項目の地中レーダ探査断面の表示方法はすべて 同様のものとする。



Line-4 において 200MHz アンテナを用いて取得したもの。上から NMO 補正後の時間断 面、マイグレーション処理後の時間断面、深度変換断面。すべて地形補正を施している。 深度変換断面の鉛直方向の強調は3倍である。



図 33 徳島県鳴門市阿波大谷地区 Line-3 (200 MHz)の探査結果。 上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は2 倍である。解釈断面中の緑色破線はやや起伏のある連続性の良い反射面が卓越する領域 を、青色実線は埋没チャネルを示すと考えられる凹状の構造を示す。実際に、本断面と対 応するトレンチ壁面において、青色線の付近で埋没チャネルを示す礫層が観察された。



図 34 徳島県鳴門市阿波大谷地区 Line-⑤(100MHz)の探査結果。 上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は2 倍である。解釈断面中の緑色破線はやや起伏のある連続性の良い反射面が卓越する領域 を、青色実線は埋没チャネルを示すと考えられる凹状の構造を示す。実際に、本断面と対 応するトレンチ壁面において、青色線の付近で埋没チャネルを示す礫層が観察された。


図 35 徳島県鳴門市阿波大谷地区 Line-2off (200MHz)の探査結果。 上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は2 倍である。解釈断面中の水色線・青色線は埋没チャネルを示すと考えられる凹状の構造を 示す。実際に、本断面と対応するトレンチ壁面でもチャネル堆積物と考えられる礫層が観 察された。



図 36 徳島県鳴門市阿波大谷地区 Line-② (100MHz)の探査結果。

上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は2 倍である。解釈断面中の青色線は埋没チャネルを示すと考えられる凹状の構造を示す。実際に、本断面と対応するトレンチ壁面でもチャネル堆積物と考えられる礫層が観察され

た。



図 37 徳島県鳴門市阿波大谷地区 Line-⑦ (50MHz)の探査結果。 上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は2 倍である。解釈断面中の水色線・青色線は凹状を呈する反射面を示す。とくに凹状が顕著 な青色線は埋没チャネルを反映していると考えられる。茶色線はトレンチのおおよその掘 削範囲を示す。



図 38 徳島県鳴門市阿波大谷地区 Line-⑧(50MHz)の探査結果。 上図は地形補正を施した深度変換断面、下図は解釈断面。ともに、鉛直方向の強調は2 倍である。解釈断面中の青色線は埋没チャネルを示すと考えられる凹状の構造を示す。



図 39 阿波大谷地区における埋没チャンネルの累積横ずれ量の計測。 Bトレンチでみられた埋没チャンネル堆積物(礫層d)の分布を把握するため、GPR探 査断面上で対比可能な構造を識別し、平面分布を復元した。15m程度の累積右横ずれ量が 得られた。Aトレンチにおいて、礫層dはイベントIIIとイベントIVの間の層準に位置する ため、この累積横ずれ量はイベント3回分と判断できる。



図 40 Aトレンチ西壁面における地震時上下変位量の計測。





図 41 阿波大谷地区における横ずれ地震時変位量の検討。

a) ドローン LiDAR の DEM に基づく地形断面測線の位置。b) 断層直交方向の地形断面 (A0-1 ~10)。c) 断層平行方向の地形断面 (A0-11~12)。赤字は、計測した横ずれ変位量。



図 42 阿波大谷地区における時間一変位ダイアグラム。 各イベントに伴う地震時上下変位量と発生年代を示す。横軸の発生年代の推定幅は1 g に 対応する年代の誤差。



図 43 寒川断層・豊岡地区における高精細 DEM。

基図はドローン LiDAR による 0.1m DEM。黒線の矩形は、図 45 の範囲(GPR 探査の詳細位 置図)。米軍撮影の空中写真で判読される厳島神社の参道、土地境界に系統的な右横ずれ 変位 3 ~ 4 m が認められる。



図 44 寒川断層・豊岡地区における高精細 DEM に基づく地形断面図。 赤矢印は活断層の位置、v は上下変位量を示す。測線の位置は図 39 に示す。



図 45 地中レーダ探査測線の配置状況(四国中央市豊岡町大町地区)。



図 46 データ処理前半(NMO 補正前まで)の主な処理ステップ後の断面の例。 四国中央市豊岡町大町地区の Line-8 で取得された断面。相対振幅が正となる部分を 赤、負を青として表示している。以降、本項目の地中レーダ探査断面の表示方法はすべて 同様のものとする。



図 47 データ処理後半(NMO 補正以降)の主な処理ステップ後の断面の例。 四国中央市豊岡町大町地区の Line-8 で取得された断面。上から NMO 補正後の時間断 面、マイグレーション処理後の時間断面、深度変換断面。すべて地形補正を施している。 深度変換断面の鉛直方向の強調は3倍である。



(縦横比1:1)。解釈断面中の赤色破線は推定された断層、黒破線は反射面の不連続を 示す。



(縦横比1:1)。解釈断面中の赤色破線は推定された断層を示す。



図 50 四国中央市豊岡町大町地区 Line-1 (50 MHz)の探査結果。 地形補正を施した深度変換断面。鉛直方向の強調は無し(縦横比1:1)。地表から標高5 m付近まで明瞭な反射面が認められる。



図 51 和泉山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁区間境界付近の検討。 (a)堤・後藤(2006)及び本事業による変位量分布。(b)活断層トレースの模式図。(c)地 震調査研究推進本部地震調査委員会(2017)の活動区間。(d)地震調査研究推進本部地震 調査委員会(2017)の古地震イベントの時空間ダイアグラム。調査地点の文献は本文を参 照。讃岐山脈南縁東部区間の活動時期は、本事業の鳴門南断層・阿波大谷地区のイベント I~IV。赤色及びオレンジ色のボックスは、複数区間が連動した可能性がある暫定的な連 動型イベント。 3.2 地殻応力場推定のための微小地震解析

## (1)業務の内容

(a) 業務題目 地殻応力場推定のための微小地震解析

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人 産業技術総合研究所	主任研究員	内出 崇彦
国立研究開発法人 産業技術総合研究所	総括研究主幹	今西 和俊
国立研究開発法人 産業技術総合研究所	研究員	椎名 高裕

(c) 業務の目的

近年観測された微小地震等の震源位置を精密に再決定し、不均質を考慮した三次元速度 構造モデルを構築する。微小地震解析によりメカニズム解を決定し、断層形状を推定する。

(d) 年度毎の実施業務の要約

1) 令和2年度:

既報の三次元速度構造モデルを収集し、対象断層帯全域にわたるモデルを構築した。 2) 令和3年度:

断層帯で発生している地震の震源決定とメカニズム解推定を行った。震源断層周辺 の微小地震分布から断層形状を推定した。

3) 令和4年度:

断層帯の応力場推定を行い、断層セグメントごとのテクトニック応力場を取りま とめる。

# (2) 令和3年度の成果

(a) 業務の要約

四国地方の中央構造線及びその周辺地域で地震波走時トモグラフィ解析を実施した。 本年度は解析する領域や条件を再検討することで3次元地震波速度構造モデルを構築 した。加えて、この3次元速度構造モデルを用いて微小地震の震源再決定を行い、中央 構造線北部で北側に傾斜する震源分布が示された。これらの地震の震源メカニズム解は ある程度、この北傾斜の傾向に沿った節面を持っているが、中にはそこからずれている ものも見られた。全国応力地図を用いて当該地域における応力場の傾向を概観したとこ ろ、四国地域における水平主圧縮軸方位が概ね東西方向を向いている中、燧灘から香川 県西部にかけての地域では、中央構造線南部に比べて北部では 30 度ほど時計回りに回 転していることが分かった。

(b) 業務の成果

1) 地震波走時トモグラフィ

昨年度の結果をもとに解析する領域や条件を調整し、地震波走時トモグラフィ解析を 実施することで中央構造線を含む地域の3次元速度構造モデルを構築した。解析にはDo uble-Difference Tomography法 (Zhang and Thurber, 2003; 2006)を用いた。気象庁 一元化震源カタログに記載された地震から、2005年から2020年に発生したマグニチュー ド1.5以上、震源深さが0~50kmの地震を収集した。解析範囲(図1)に分布する地震は 19,201個、観測点が222地点である。本解析で使用した観測点には防災科学技術研究所の Hi-net (National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2019)、気象庁、各大学および産業技術総合研究所地質調査総合センターが運用する地 震観測網のものを含む。検測データは気象庁および今西・他(2021)で読み取られたも のを使用した。P波とS波の検測データの個数はそれぞれ452,527個と344,917個である。 1次元速度構造モデル「JMA2001」(上野・他,2002)を初期構造とし、20回のイタレー ションの後に最終的な結果を得た。走時残差はP波で0.17秒から0.08秒、S波で0.25秒 から0.12秒へ改善した。

本年度得られた地震波速度構造の水平断面図を図2に示す。昨年度の報告で認められ た次の特徴は本年度の解析結果でも確認された:(1)深さ5~10kmでは、中央構造線南部 の地震波速度が四国西部から中央部にかけてより大きく低下する、(2)深さ20km付近で は、地震波速度の遅い領域は中央構造線に沿って分布する、(3)さらに深さ20km付近では、 中央構造線南部の地震波速度が四国西部と東部で低下し、中央部ではやや早い傾向にな る。



図1 地震波走時トモグラフィの解析領域。使用した地震を色付き丸、観測点を白逆三角 で示す。×印は速度グリッドの位置。



図2 中央構造線周辺の(左)P波速度偏差構造と(右)S波速度偏差構造の水平断面図。 深さ(D)が5km、10km、20km、30kmの結果を示す。信頼度の低い領域は白マスクを重ね ている。赤実線はフィリピン海プレートの深さ(弘瀬・他, 2008)。

2) 微小地震の震源再決定

本年度構築した3次元地震波速度構造に対して、微小地震の震源位置の再決定を行った。震源再決定にはDouble-Difference Tomography法 (Zhang and Thurber, 2003; 200

6)の枠組みを利用した。震源再決定の対象は2005年から2020年に発生したマグニチュード0.0~1.4、震源深さが0~30kmの108,403個である。

地震波トモグラフィ解析の過程で再決定したマグニチュード1.5以上の地震を含めた、 四国周辺の震源分布の鉛直断面図を図3に示す。また、図4は中央構造線付近を拡大し た鉛直断面図である。再決定後の震源分布からは、中央構造線南部で比較的広い深さ範 囲に地震が分布すること、および北側で北傾斜した活動が認められる。特に燧灘付近(図 4d-f)では地震発生域が急激に深くなる。中央構造線から北傾斜の断層を考える場合、 これらの地震が深部における断層の位置を示していると考えられる。

中央構造線を境にした地震活動の変化は、地震発生層下限の分布としても現れる。図 5ではマグニチュード1.0以上の地震から計算されたD90の分布を示す。再決定後の震源 深さの下限を「深さ30km」と「フィリピン海プレート上部境界より5km浅部」のいずれ か浅い深さとした。なお、D95やD100として地震発生層下限を定義することでその深さは 変化し得るが、中央構造線の北側では、南側に比べてより深い領域で地震が発生してい る傾向は共通して確認できる(図6)。



図3 四国周辺の震源分布の鉛直断面図。気象庁の震源位置を灰クロス(マグニチュード 0.0~1.4)と灰丸(マグニチュード1.5以上)、再決定後の震源位置をオレンジ色のクロス (マグニチュード0.0~1.4)と赤丸(マグニチュード1.5以上)でそれぞれ示す。黒線はフ ィリピン海プレート上部境界(弘瀬・他,2008)である。青四角は各測線上における中央 構造線(MTL)の地表位置を表す。



図4 中央構造線周辺の震源分布の鉛直断面図。気象庁の震源位置を灰クロス(マグニチュード0.0~1.4)と灰丸(マグニチュード1.5以上)、再決定後の震源位置をオレンジ色の クロス(マグニチュード0.0~1.4)と赤丸(マグニチュード1.5以上)でそれぞれ示す。青 四角は各測線上における中央構造線(MTL)の地表位置を表す。



132.0°E 133.0°E 134.0°E 135.0°E

図 5 四国周辺の D90 の深さ分布。グリッドを中心にした 30km 四方に 15 個以上の地震 (マグニチュード 1.0 以上) が分布する領域を示す。



図6 中央構造線の南北における累積地震発生数の変化。累積頻度は色の対応する図5中の逆三角の地点で計算した。黒線はD90とD95に対応。(b)は累積頻度が80-100%の部分を拡大。

3) 日本全国応力地図による応力場の概観

四国地方の中央構造線周辺の応力場を概観するため、全国応力地図(Uchide et al., under review)から当地域を抜き出した。また、燧灘において中央構造線から北傾斜に 並ぶ地震活動について、それらの地震の震源メカニズム解を調べ、地震の並びとの対応 関係を確認した。

図7に、中央構造線周辺における水平主圧縮軸方位(Uchide et al., under review) を示す。水平主圧縮軸は概ね東西方向を向いている。燧灘から香川県西部においては、 中央構造線を境に水平主圧縮軸方位が異なる。中央構造線南部に比べて、北部では30度 ほど時計回りに回転し、北西-南東方向を示すようになる。ここで、全国応力地図は緯 度・経度とも0.2度間隔(南北方向約22km、東西方向約18km)のグリッドを敷いて得られ たものであり、それ以上細かいことは議論できないことに注意を要する。

図8に、燧灘で発生した地震の震源メカニズム解(Uchide et al., under review) を断面図上で示す。図3や図4では、断面fに相当する位置である。震源メカニズム解 はHASHコード(Hardebeck and Shearer, 2002)を用いて求めたものであるが、そのう ち、精度の良い「Aランク」「Bランク」のみを図示している。地震の並びを見ると北傾 斜(図8では右上-左下方向)であるが、震源メカニズム解はこの傾向にあった節面を 持っているものが見られる一方、そこから明確にずれているものも見られた。北傾斜の 断層や、地震活動では明確に見られなかった鉛直に近い断層について検討するには、さ らに地震活動や震源メカニズム解等を精査する必要がある。



図7 全国応力地図(Uchide et al., under review)による、四国地域の水平主圧縮軸 方位。色と棒で水平主圧縮軸方位を表示した。



図8 燧灘で発生した地震の震源メカニズム解の分布。(a)右上の地図の赤線で示した位置での断面図。図の左方向がほぼ北(N170E)、右方向がほぼ南を向いている。(b)(a)の赤四角で囲った部分の拡大図。いずれの図においても、震源メカニズム解を示すビーチボールは横から見た下半球投影(視点から遠い側の半球への投影)で描画した。

(c) 結論ならびに今後の課題

地震波速度トモグラフィ解析の解析領域や条件を再検討し、四国地方周辺の3次元地震 波速度構造モデルを構築した。また、この構造モデルを用いて微小地震の震源再決定を行 い、中央構造線の北側で北側に傾斜する地震活動の分布を確認した。これらの地震の震源 メカニズム解はある程度、この北傾斜の傾向に沿った節面を持っているが、中にはそこか らずれているものも見られた。全国応力地図を用いて当該地域における応力場の傾向を概 観したところ、四国地域における水平主圧縮軸方位が概ね東西方向を向いている中、燧灘 から香川県西部にかけての地域では、中央構造線南部に比べて北部では30度ほど時計回り に回転していることが分かった。震源メカニズム解と北傾斜の断層、あるいは、地震活動 では明確に見られなかった鉛直に近い断層について検討するには、さらに地震活動や震源 メカニズム解等を精査する必要がある。

謝辞:気象庁一元化震源カタログを使用いたしました。走時解析と波形解析においては、 防災科学技術研究所 Hi-net、気象庁、東京大学地震研究所、京都大学防災研究所の定常観 測網のデータを利用しました。図はGeneric Mapping Tools (Wessel and Smith, 1991)で 作成しました。

(d) 引用文献

Hardebeck, J. L., and P. M. Shearer, A new method for determining first-motion focal mechanisms, Bull Seismol Soc Am, 92, 2264-2276, 2002. doi:10.1785/0120010200.

弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川昭, Double-Difference Tomography 法による関東地方の3

次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定,地震2,60,123-138,2008.

- 今西和俊・内出崇彦・椎名高裕・松下レイケン・中井未里,中国地域の地殻内応力マップの作成,地質調査研究報告,72,23-40,2021.
- National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, NIED Hinet, National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2019. doi:10.17598/NIED.0003.
- Uchide. T., T. Shiina, and K. Imanishi, Stress map of Japan: Detailed nationwide crustal stress field inferred from focal mechanism solutions of numerous microearthquakes, J Geophys Res Solid Earth, under review.
- 上野 寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生,気象庁の震源決定方法の改善―浅 部速度構造と重み関数の改良―,験震時報,65,123-145,2002.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith, Free software helps map and display data, Eos, Transactions, American Geophysical Union, 72, 441, 1991.
- Zhang, H., and C. Thurber, Double-difference tomography: The method and its application to the Hayward Fault, California, Bull Seismol Soc Am, 93, 1875-1889, 2003. doi:10.1785/0120020190.
- Zhang, H., and C. Thurber, Development and applications of double-difference seismic tomography, Pure Appl Geophys, 163, 373-403, 2006. doi:10.1007/s00024-005-0021-y.

# 3.3 三次元 FEM による断層モデルの高度化

# (1)業務の内容

(a) 業務題目 三次元 FEM による断層モデルの高度化

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人産業技術総合研究所	主任研究員	竿本 英貴

(c) 業務の目的

中央構造線断層帯の四国陸域の断層区間を対象として、複雑な断層形状を反映させた三次 元有限要素解析を実施し、断層面の相互作用を考慮した上で断層変位分布を明らかにする。 すなわち、サブテーマ1で得られる断層面情報およびサブテーマ2で得られる広域応力場情 報等を入力とし、断層変位を複数のシナリオについて断層変位分布を検討する。なお、複数 のシナリオに関する検討結果は、サブテーマ4におけるシナリオ設定と関連している。

- (d) 3 ヵ年の年次実施業務の要約
- 1) 令和2年度:

中央構造線断層帯の四国陸域の断層区間を念頭において、複数の断層面を取り扱う ことができる有限要素解析プログラムのプロトタイプを構築した。また、松田式を断 層面上物性に反映させることにより、変位解析の信頼性を向上させる工夫を施した。

2) 令和3年度:

令和2年度に作成したプログラムを改修し、四国地方の中央構造線断層帯の傾斜角 に関する解析を実施した。

3) 令和4年度:

石鎚山脈北縁区間および石鎚山脈北縁西部区間間についても有限要素メッシュを 生成するとともに、全業務期間を通じて作成した有限要素メッシュについて変位解 析を実施し、断層面周辺の変位分布および断層面間の相互作用を明らかにする。また、 得られた結果のまとめを行う。

#### (2) 令和3年度の成果

(a) 業務の要約

活断層周辺で地震時に地表で生じる変状を数値解析等の手法で予測することは、変状が 社会基盤施設に与える影響を考察する上で重要である。変形予測では、断層面形状、地下 構造、広域応力場、岩盤材料特性、松田式に代表されるスケーリング則など様々な情報を 積極的に統合・活用することが肝要である。

令和3年度における業務は、解析対象の断層帯に対する有限要素メッシュの生成である。 昨年度(令和2年度)の進捗において、解析対象断層帯全体にわたる有限要素メッシュの プロトタイプをすでに作成しているため、令和3年度前半は、このメッシュに最新の調査 結果に関する知見を組み込めるようメッシュ生成プログラムを改変し、後に示すように地 下任意深さでの断層面の折れ曲がりを表現可能とした。結果、令和3年度の業務計画に対 応する解析対象断層帯全体の有限要素メッシュ生成について、当初の計画どおりの進捗を 得ることができたと判断した。

令和3年度後半は、四国地方の中央構造線断層帯の傾斜角を設定するにあたっての重要 な2つの仮説(北傾斜仮説、高角仮説)について、力学的な検討を実施した。具体的には、 有限要素解析を用いてどちらの仮説が合理的であるのかを、既往研究で提案されているモ デルを参考にして作成した3つの有限要素モデルに対する変位解析により検討した。これ らのモデルについて傾斜角や最大主応力方向を様々に変化させたパラメトリックスタディ ーを実施した結果、北傾斜仮説は棄却された。

以上、今年度は業務計画に対応する有限要素メッシュ生成に加え、四国地方の中央構造 線断層帯の傾斜角に関する既往仮説の検討を力学的な観点で実施したのが令和3年度の進 捗となる。

(b) 業務の実施方法

四国地方の中央構造線断層帯の傾斜角に関する2つの仮説(北傾斜仮説、高角仮説)に対 する力学的な観点からの検討には令和2年度業務で作成したスケーリング則(松田式)を組 み込んだ有限要素解析手法を用いる。本計算手法は、複数のシナリオを検討するために1 回のシミュレーションにかかる計算時間を可能な限り短くしていること、断層面上の物性 にスケーリング則(松田式)を組み込み、現実的な変位分布が実現される工夫を施してい ることが特徴である(竿本, 2018; 竿本, 2019; 竿本, 2021)。なお、シミュレーションに 関する一連の手続きは、汎用有限要素解析プログラム (COMSOL Multiphysics, ver.6.0) 上で実装した。

(c) 業務の成果

1) 四国地方の中央構造線断層帯に対する三次元有限要素メッシュの生成

a)有限要素メッシュ

図1は計算規模・計算時間についての検討を実施するための断層面モデルであり、今回 のプロジェクトで取り扱う予定の断層面を全て含んでいる(讃岐山脈南縁東部区間、讃岐 山脈南縁西部区間、石鎚山脈北縁区間、石鎚山脈北縁西部区間)。ここで、各断層面は J-SHIS に収録されているデータ(特に断層線の緯度経度情報)を参考にして作成している(防 災科学技術研究所、2022年3月29日閲覧)。図1は、各断層面の傾斜角を全て90°と設定 した場合について図示している。また、各断層の幅も全て地下 15km までと設定した。な お、各断層面の上端は地表面まで到達している設定としている。讃岐山脈南縁東部区間の 断層線の走向は N77E、讃岐山脈南縁西部区間の断層線の走向は N76E、石鎚山脈北縁区間の 断層線の走向は N74E、石鎚山脈北縁西部区間の断層線の走向は N69E である。このモデル では、石鎚山脈北縁区間と石鎚山脈北縁西部区間がわずかに交差しているのが特徴である。 今年度は、昨年度作成したプロトタイプの有限要素メッシュについて、全ての区間に対し て地下の任意深さで断層面の折れ曲がりを追加できるようプログラム改変を実施した。後 に示すように、この機能を用いて北傾斜仮説を検討するための有限要素モデルを作成している。

図2は図1に対する有限要素メッシュであり、断層面を含む310km×310km×40kmの直方 体領域についてモデル化したものであり、約93万個の4面体2次要素から成っている。な お、断層面の領域は、一辺の長さがほぼ500mである3角形2次要素から成っている。こ のモデルに対応する連立一次方程式の自由度は、約405万次元となる。図2で示した有限 要素メッシュに対しては、1回あたりのシミュレーション時間は約12分であり、実用的な 計算時間となることを確認している。

2) 四国地方の中央構造線断層帯の北傾斜仮説および高角仮説に対する検討

a)既往研究

四国地方の中央構造線断層帯の傾斜が北傾斜であるとする仮説は、主として 1996 年に 実施された反射法地震探査で得られた地層分布に対する解釈に基づいている(伊藤・他, 1996; Ito et al., 1996)。彼らは、徳島県脇町から国道 193 号線を北上して香川県側の 領家花崗岩分布域に至る 15.5km の測線を設定し、測線に沿って反射法地震探査、重力探 査、比抵抗探査を実施している。彼らは探査結果をもとに、三波川変成岩類/和泉層群と 領家花崗岩類の境界としての中央構造線(以下、物質境界 MTL)と、活断層としての中央構 造線(以下、活断層 MTL)の関係を議論している。反射法地震探査結果の解釈より物質境 界 MTL の傾斜は深度 5 km 程度までは北に 30~40°傾斜していることを指摘しており、活 断層 MTL は物質境界 MTL から分岐した断層が地表近傍で高角化しているとする仮説(図3、 以下、北傾斜仮説)および活断層 MTL は物質境界 MTL と独立して高角断層として存在して いる仮説(図4、以下、高角仮説)を提示している。

Kawamura ら(2003)は、伊藤らの反射法地震探査の測線を北側に延長した測線に対する反 射法地震探査を実施しており、15km 程度までの深度に対する反射断面を得ている。反射断 面の解釈結果より、伊藤らの解釈にある物質境界 MTL から繋がる北傾斜の地層境界面の存 在を示唆している。また、2002 年四国-瀬戸内海横断地殻構造探査の成果(Ito et al., 2009)においても物質境界 MTL の北傾斜を示すと考えられる解釈が提示されている。

以下に示す本事業内での検討は、「活断層 MTL」が北傾斜しているか高角なのかを力学的 な観点から検討する内容であり、物質境界 MTL に関する議論ではないことに留意されたい。

b) 仮説検討のための3種類の有限要素モデル

北傾斜仮説および高角仮説を検討するため、ここでは図5から図7に示す3種類のモデル(Model-01、Model-02、Model-03)を用意した。

図5に示す Model-01 は、伊藤・他(1996) および Ito et al. (2009)での解釈図をトレ ースすることで作成したもので、物質境界 MTL とそれに付随する副断層を模擬している。 両断層面ともに傾斜角は 30°程度であった(解釈図のトレース結果)。このモデルは、断 層面を物質境界 MTL とその副断層のみで構成した際、どのような断層変位が生じるのかを 検討する目的で作成している。すなわち、活断層 MTL が物質 MTL と一致しているケースと 考えることができる。なお、広域応力場の最大主応力方向は南北方向から東西方向まで 15°刻みで変化させおり、各ケースについてシミュレーションを実施している。

図6に示す Model-02 は、広域応力場の最大主応力方向と活断層 MTL の傾斜角を様々に

変化させた場合の変位様式を検討するものである。最大主応力方向は、N45W、N60W、N75W、 東西圧縮(N90W)の4ケースを、活断層 MTLの傾斜角は 30°、45°、60°、75°、80°、 85°、90°の7ケースを設定しており、合計 28 ケースのシミュレーションを実施してい る。シミュレーションから得られる変位分布(特に上下変位分布)と地形の起伏・既往調査 結果で得られている地表変位様式を比較することで、合理的な活断層 MTLの傾斜角を推定 しようとするものである。

図7に示す Model-03 は、物質境界 MTL から活断層 MTL が分岐して地表近傍で高角化し たケースを模擬するもので、伊藤・他(1996)の提案されている仮説の一つと対応する。 なお、Model-03 についても、Model-02 同様、広域応力場の最大主応力方向についてのパラ メトリックスタディーを実施している(N45W から東西圧縮、4ケース)。また、地下の物 質境界 MTL の傾斜角についても 40°の場合と 45°の場合を検討している。

c)各モデルの上下変位分布と地形の起伏との比較

図8から図10は、図5で示したModel-01に対する上下変位分布を示している。図8は、 最大主応力方向を南北方向としたものであり、物質境界 MTL を模した主断層と副断層で区 切られる領域がポップアップしている状態が確認できる。当然ながら、主断層・副断層と もに断層面上でのすべり変位様式はピュアな逆断層で確認される変位様式となっている。 図9は、最大主応力方向をN45Wと設定した場合の上下変位分布を示している。断層面上の 変位様式はピュアな逆断層状態ではなく斜めずれを呈する状態となっているが、図8と同 様に主断層と副断層で区切られる領域はポップアップしていることが確認できる。図 10 は、 最大主応力方向を N60W と設定した場合の上下変位分布を示している。図8や図9に比べ て斜めずれの成分が大きくなって上下変位成分が相対的に小さくなっているものの、依然 として主断層と副断層で区切られた領域はポップアップしていることがわかる。また、図 9や図 10 で確認できるように、主断層近傍の隆起よりも副断層近傍の隆起が卓越してい ることが見て取れる。以上のように、今回実施したパラメトリックスタディーの範囲では Model-01 はどのような最大主応力方向に対しても主断層と副断層で区切られる領域がポ ップアップする結果となった。物質境界 MTL を模した主断層とその副断層と考えられる断 層で区切られる領域全体のポップアップは既往研究で確認されていない上、地形の起伏と 調和しないと判断できる。Model-01に対するパラメトリックスタディーから、Model-01で 示した断層面配置は力学的な観点からは不合理と結論できる。

図 11 から図 13 は、図 6 で示した Model-02 について N60W の方向に最大主応力を載荷し た場合に対する上下変位分布を各傾斜角(30°、60°、90°)について示している。図 11 は、全ての断層面の傾斜角を北傾斜 30°と設定した場合に対応する上下変位分布である。 全ての区間で断層線の北側で隆起が、断層線の南側で沈降が生じており、典型的な逆断層 に見られる変位様式(上盤隆起、下盤沈降)となる。この傾向は今回設定したいくつかの最 大主応力方向に依らず確認できる。図 13 は断層面の傾斜角を 90°とした場合であり、断 層線端部を除いて上下変位は認められない(ピュアな横ずれ)。

図 14 は、図 11 で示した上下変位分布(北傾斜 30°のケース)を地理院地図(陰影起伏 図)に重ねて表示したものである。Model-02 で北傾斜 30°と設定した場合、燧灘近傍で最 大隆起が確認されるため、海域が隆起することになる。ところが、実際は海域となってい るため地形の起伏と調和しない。同様に、断層線の南側では沈降する変位様式となるが、 この点についても実際の地形の起伏と調和しない。以上、Model-02 についてのパラメトリックスタディーより、断層面傾斜角を低角の北傾斜と設定した場合、上下変位分布様式が地形の起伏と調和しないことがわかった。この結果も活断層 MTL に対する北傾斜仮説を棄却するものである。

図 15 は、図7で示した Model-03 に対する上下変位分布を示している。同図は、各断層 面の傾斜角について地下1 km 以浅で 90°、地下1 km 以深では 40°と設定したケースに対 応する。Model-02 で示した上下変位分布の特徴と同じく、断層線北側では隆起が、断層線 南側では沈降が確認される。この上下変位分布を地理院地図(陰影起伏図)と重ねて示し たものが図 16 であるが、Model-02 に対する議論と同様に燧灘での隆起がシミュレーショ ン結果では確認されるなど、地形の起伏と調和しない結果となっている。なお、この傾向 は地下1 km 以深での断層面傾斜角を 45°と設定した場合も同様の結果が得られている。

既往研究で提案された活断層 MTL の北傾斜仮説と高角仮説を、有限要素解析によって力 学的な観点から検討した。今回検討した3種類の断層面モデルからは、いずれの場合も北 傾斜仮説を棄却する結果が得られた。このような知見は、多数の数値シミュレーションを 実施することでのみ得られる知見であり、断層面配置に関する仮説の検証に数値シミュレ ーションが有効であることを示している。次節では、断層線上すべりの上下変位量と水平 変位量の比に着目することで、活断層 MTL の傾斜角に関する考察を加える。

d) 断層線上すべり量分布(Model-02の讃岐山脈南縁西部区間を対象として)

図 17 から図 22 は、Model-02 における讃岐山脈南縁西部区間の断層線上でのネットスリ ップ量・上下/水平変位比を各傾斜角(30°、45°、60°、80°、85°、90°)について示 したものである。ネットスリップ量の大きさについては、最大主応力方向に対する依存性 が図 17(a)から図 22(a)の全てのケースについて確認できる。断層面傾斜角が 60°程度ま では(図17-図19)、最大主応力方向をN45Wと設定するケースでネットスリップ量が大き くなることがわかる。断層面傾斜角が 70°程度から鉛直の範囲では、最大主応力方向を N60Wと設定することでネットスリップ量が最大化されることが確認できる。傾斜角が 30° の場合(図17(a))は、最大主応力方向をN45Wとすることで、8m程度のネットスリップ が算出されている。また、傾斜角が 90°の場合(図 22(a))では最大主応力方位を N60W と することで6m程度のネットスリップが算出されている。最新活動にともなう変位量に関 する調査結果(堤・後藤,2006)によれば、讃岐山脈南縁西部区間の一部である池田断層 に対する断層変位量(右横ずれ)は、徳島県三好郡東みよし町山口で7.0±0.2mと報告さ れている。また、同区間の一部である寒川断層に対する断層変位量(右横ずれ)は、四国 中央市寒川町で4.7~7.1mと報告されている。ネットスリップ量に対するシミュレーショ ン結果は上述のとおり最大主応力方位依存性が認められるものの、調査結果程度の変位量 が傾斜角と最大主応力方向の多くの組み合わせに対して確認できるため、変位量の大きさ のみでは傾斜角と最大主応力方位に関する考察が困難となることに留意されたい。

一方、断層変位の上下変位成分と水平変位成分の比(以下、上下/水平比)については、 傾斜角に対する依存性が大きく、傾斜角に対する考察を加えるのに適した量であると考え る。例えば、傾斜角が30°の場合(図17(b))、全ての最大主応力方位について上下/水平 比が0.4以上となっていることがわかる。他方、傾斜角が高角になればなるほど上下/水 平比は小さくなっており、傾斜角が90°の場合は、断層線端部を除く領域で上下/水平比 は最大主応力方向に依らずほぼゼロとなっている。したがって、上下/水平比に対する調 査結果が得られれば、北傾斜仮説・高角仮説に対する議論が進展するものと考える。

現時点では上下/水平比に対する測定結果は報告されていない。ただし、讃岐山脈南縁 東部区間の平均変位速度(推定値)が報告されており(地震調査研究推進本部、2017)、父 尾断層に対して上下:0.6m/千年、水平:6m/千年とされる。したがって、父尾断層で は上下/水平比は0.1と推察できる。この比率が讃岐山脈南縁西部区間にそのまま適用で きるかどうかは不明であるが、比較対象の一つと考えられる。上下/水平比が0.1程度と なるケースは、傾斜角が85°から鉛直の範囲に限られる(図21(b)、図22(b))。すなわち、 今後のトレンチ調査等で上下/水平比が計測されてその値が0.1に近い数値であった場合、 断層面はほぼ鉛直に近いと考えることができる。なお、30°で北傾斜する場合の上下/水 平比は最大主応力方位に依らず0.4以上であるため(図17(b))、上下/水平比が0.4以下 のケースであれば高角仮説が支持される。

以上、活断層 MTL の断層面傾斜角に対する北傾斜仮説・高角仮説を力学的な観点から検 討するため、3種類のモデルを用意して有限要素解析を用いたパラメトリックスタディー を実施した。今回検討した範囲内では、北傾斜仮説は棄却できると考える。高角仮説を積 極的に支持するシミュレーション結果は出ていないものの、父尾断層に対する平均変位速 度の上下/水平比(0.1)とシミュレーション結果の比較から、活断層 MTL の傾斜角が高角 である可能性が示唆された。今後のトレンチ調査等による上下水平比の測定に期待したい。 以上の検討は、様々に断層面を配置して主応力方向を変化させることができる有限要素解 析によってのみなされることを強調しておく。

(d) 結論ならびに今後の課題

令和3年度は主として活断層 MTL の北傾斜仮説・高角仮説に対する検討を三次元有限要素法によって実施した。今回実施した業務内容および得られた知見は、以下のとおりである。

- 解析対象となる区間についての三次元有限要素メッシュを生成した。また、断層面の 任意深度で折れ曲がり点を設定できるようにプログラムを高度化した。
- 活断層 MTL の傾斜角についての2種類の仮説(北傾斜仮説・高角仮説)を検討するため の3種類の断層面モデルを作成し、変位解析を実施した。
- 今回実施した仮説検討の範囲内では、北傾斜の場合の変位様式は地形の起伏と調和しないことが明らかとなった。結果、北傾斜仮説は棄却できると判断した。
- 高角仮説を積極的に支持するシミュレーション結果は出ていないが、上下/水平比に 着目することで活断層 MTL の傾斜角を高い精度で推定できることを示した。

本事業の最終年度となる次年度(令和4年度)では、作成した有限要素メッシュに最新 の調査結果を反映させるとともに変位解析を実施し、断層面周辺の変位分布および断層面 間の相互作用を明らかにする予定である。

(e)引用文献

伊藤谷生・井川猛・足立幾久・伊勢崎修弘・平田直・浅沼俊夫・宮内崇裕・松本みどり・ 高橋通浩・松澤進一・鈴木雅也・石田啓祐・奥池司郎・木村学・國友孝洋・後藤忠徳・ 澤田臣啓・竹下徹・仲谷英夫・長谷川修一・前田卓哉・村田明広・山北聡・山口和雄・ 山口覚,四国中央構造線地下構造の総合物理探査,地質学雑誌,102,346-360,1996.

- Ito, T., T. Ikawa, S. Yamakita, and T. Maeda, Gently north-dipping Median Tectonic Line (MTL) revealed by recent seismic reflection studies, southwest Japan, Tectonophysics, 264, 51-63, 1996.
- Ito, T., Y. Kojima, S. Kodaira, H. Sato, Y. Kaneda, T. Iwasaki, E. Kurashimo, N. Tsumura, A. Fujiwara, T. Miyauchi, N. Hirata, S. Harder, K. Miller, A. Murata, S. Yamakita, M. Onishi, S. Abe, T. Sato, and T. Ikawa, Crustal structure of southwest Japan, revealed by the integrated seismic experiment Southwest Japan 2002, Tectonophysics, 472, 124-134, 2009.
- Kawamura, T., M. Onishi, E. Kurashimo, T. Ikawa, and T. Ito, Deep seismic reflection experiment using a dense receiver and sparse shot technique for imaging the deep structure of the Median Tectonic Line (MTL) in east Shikoku, Japan, Earth, Planets and Space, 55, 549–557, 2003.
- 竿本英貴,松田式を考慮した FEM による断層変位評価とその上町断層系への適用,土木学 会論文集 A1 (構造・地震工学),74,4, I\_59-I\_71,2018.
- 竿本英貴,FEM による断層変位のスリップパーティショニング発生条件の探索一逆断層と 横ずれ断層の組み合わせ例一,土木学会論文集 A1(構造・地震工学),75,4,I\_25-I\_35, 2019.
- 竿本英貴, 断層変位に起因して生じるプルアパート構造についての有限要素解析, 土木学 会論文集 A1 (構造・地震工学), 77, 4, I\_14-I\_23, 2021.
- 産業技術総合研究所 活断層データベース, <u>https://gbank.gsj.jp/activefault/index</u> (2022 年 5 月 16 日閲覧).
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会,中央構造線断層帯(金剛山地東縁-由布院)の長 期評価(第二版),2017.
- 堤 浩之・後藤秀昭,四国の中央構造線断層帯の最新活動に伴う横ずれ変位量分布,地震 第2輯, 59, 2, 117-132, 2006.
- 防災科学技術研究所 地震ハザードステーション J-SHIS, <u>http://www.j-shis.bosai.go.jp</u> (2022 年 3 月 29 日閲覧).



図1 四国地方の中央構造線断層帯に対する断層面モデル(J-SHIS の情報から作成 (防災科学技術研究所、2022 年 3 月 29 日閲覧))。



図2 図1の断層帯モデルに対する三次元有限要素メッシュ。



図3 物質境界 MTL から分岐して地表近傍で高角化した活断層 MTL についての仮説 (伊藤・他、1996 に加筆)。



図4 物質境界 MTL から独立した高角な活断層 MTL についての仮説 (伊藤・他、1996 に加筆)。


図5 Model-01:物質境界 MTL とそのバックスラストを模擬したモデル (伊藤・他(1996)の解釈図をトレースして作成)。



図 6 Model-02: 広域応力場の最大主応力方向と活断層 MTL の傾斜角を変化させたモデル。



図7 Model-03:活断層 MTL が地表近傍で高角化(地下1km まで鉛直)したモデル。



図8 Model-01の上下変位分布(最大主応力方向:南北方向)。



図 9 Model-01 の上下変位分布(最大主応力方向:N45W)。



図 10 Model-01 の上下変位分布(最大主応力方向:N60W)。



図 11 Model-02 の上下変位分布(傾斜角:30°、最大主応力方向:N60W)。





図 12 Model-02 の上下変位分布(傾斜角:60°、最大主応力方向:N60W)。



-0.5236 rad Surface: Displacement field, Z component (m) M

図 13 Model-02 の上下変位分布(傾斜角:90°、最大主応力方向:N60W)。



図 14 Model-02の上下変位分布(図 11)を地理院地図(陰影起伏図)に重ねたもの (傾斜角:30°、最大主応力方向:N60W)。背景は活断層データベース(産業技術総合 研究所)により作成。



m

図 15 Model-03の上下変位分布 (傾斜角:90°(1km以浅)、40°(1km以深)、最大主応力方向:N60W)。



 図 16 図 15 の上下変位分布を地理院地図(陰影起伏図)に重ねたもの
(傾斜角:90°(1 km 以浅)、40°(1 km 以深)、最大主応力方向:N60W)。背景は活断 層データベース(産業技術総合研究所)により作成。



(a) 断層線上ネットスリップ

(b) 断層線上の変位比(上下変位/水平変位)

図 17 Model-02の讃岐山脈南縁西部区間(北斜角 30°)の断層線上でのネットスリッ プ量(a)と上下変位と水平変位の比(b)。



<sup>(</sup>a) 断層線上ネットスリップ

(b) 断層線上の変位比(上下変位/水平変位)

図 18 Model-02の讃岐山脈南縁西部区間(北斜角 45°)の断層線上でのネットスリップ量(a)と上下変位と水平変位の比(b)。



<sup>(</sup>a) 断層線上ネットスリップ

(b) 断層線上の変位比(上下変位/水平変位)

図 19 Model-02の讃岐山脈南縁西部区間(北斜角 60°)の断層線上でのネットスリッ プ量(a)と上下変位と水平変位の比(b)。



(a) 断層線上ネットスリップ
(b) 断層線上の変位比(上下変位/水平変位)
図 20 Model-02 の讃岐山脈南縁西部区間(北斜角 80°)の断層線上でのネットスリップ量(a)と上下変位と水平変位の比(b)。



(a) 断層線上ネットスリップ

(b) 断層線上の変位比(上下変位/水平変位)

図 21 Model-02の讃岐山脈南縁西部区間(北斜角 85°)の断層線上でのネットスリップ量(a)と上下変位と水平変位の比(b)。



(a) 断層線上ネットスリップ

(b) 断層線上の変位比(上下変位/水平変位)

図 22 Model-02の讃岐山脈南縁西部区間(傾斜角 90°)の断層線上でのネットスリッ プ量(a)と上下変位と水平変位の比(b)。

## 3.4 動的破壊シミュレーションによる運動性評価

## (1)業務の内容

(a) 業務題目 動的破壊シミュレーションによる連動性評価

(b) 担当者

所属機関		役職	氏名
国立研究開発法人	産業技術総合研究所	主任研究員	加瀬 祐子
国立研究開発法人	産業技術総合研究所	主任研究員	浦田 優美

(c) 業務の目的

地震時変位量や断層形状、速度構造等を考慮した動的破壊シミュレーションを実施し、そ れぞれの活動時の地震後経過時間に応じた震源モデルを推定する。その結果から、連動可能 性とその条件を検討する。

- (d) 年度毎の実施業務の要約
- 1) 令和2年度:

動力学的破壊シミュレーションのためのコード整備をおこなうとともに、既存情報 を基にしたプロトタイプの震源モデルを用いた試計算をおこなった。

2) 令和3年度:

前年度の調査結果等を基に、プロトタイプの震源モデルを用いた試計算をおこなった。

3) 令和4年度:

本課題で得られた成果等を反映した動力学的震源モデルを構築し、連動可能性とその条件を検討する。

## (2) 令和3年度の成果

(a) 業務の要約

動的破壊シミュレーションを基に、連動可能性とその条件を議論するためには、断層帯 の置かれた条件を反映した動力学的震源モデルを構築する必要がある。今年度は、中央構 造線断層帯讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間を対象と して、既存情報と本事業の昨年度の成果を基に震源モデルを構築し、連動可能性について 調べた結果、σ1の向きと応力降下量の深さ依存性で決まる各区間の応力状態に応じて、複 数の連動パターンが得られた。また、断層面上のすべり速度時刻歴についても、モデルご との特徴を調べた。地震シナリオ、すべり時刻歴ともに、応力場の設定に強く依存してお り、次年度、調査結果等を基に速度構造モデル、応力場モデルの設定を再検討し、震源モ デルを改良していく必要がある。 (b) 業務の成果

本業務では、主に、地形・地質学的データに基づいて断層形状と応力場を想定し、その 条件下で物理的に起こりうる破壊過程を数値計算で求めるという手順で、動力学的震源モ デルを構築する。これにより、対象とする断層の置かれた条件を反映し、実現性の高い地 震シナリオを求める。ここでは、本業務が対象とする中央構造線断層帯讃岐山脈南縁東部 区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間をモデル化する。今年度は、既存情報 や、本事業の昨年度の成果を追加して、昨年度に構築したモデルを改良した。

1) 既存情報を基にした震源モデルの構築

a)断層モデル

断層モデル各区間の走向と長さは、都市圏活断層図(後藤・他,1998;中田・他,1998; 岡田・他,1998;堤・他,1998;後藤・他,1999;中田・他,1999;岡田・他,1999;堤・ 他,1999;中田・他,2009;岡田・他,2009;岡田・他,2014)を基に決定した(図1)。 讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間については昨年度のモデルと同じ だが、石鎚山脈北縁西部区間の断層トレースを見直した。また、傾斜角と地震発生層の深 さは、地震調査研究推進本部(2017)を参考にした。地震調査研究推進本部(2017)では、 断層深部の傾斜角について、中角度と高角度を併記しているが、今年度は、計算負荷も考 慮して、高角度(鉛直)の場合のみを扱うこととした。以上のように決定した断層モデル の各パラメータを、表1にまとめる。

媒質は和泉層群と三波川変成岩の水平2層構造とし、伊藤・他(1996)、Nakajima and Hasegawa (2007)の紀伊半島・中国四国地方のモデル、日本列島基盤岩類物性データベース(大熊・金谷, 2007)を参考に、表2のように仮定した。

b)応力場モデル

最大主圧縮応力( $\sigma_1$ )および最小主圧縮応力( $\sigma_3$ )の向きは、以下に述べる2通りのモ デルを仮定した。ひとつは、昨年度と同様、佐々連鉱山における応力解放法による応力測 定データ(Tanaka, 1986;斎藤・他, 1988)より、 $\sigma_1$ は東西方向、 $\sigma_3$ は南北方向とする モデルである。もうひとつは、昨年度の本事業サブテーマ3(文部科学省・産業技術総合 研究所, 2021)において、有限要素法による静的解析で変位が最大になると推定された $\sigma_1$ の向き(N60°W)を用い、それに直交する方位を $\sigma_3$ の向きとするモデルである。

最大主圧縮応力(σ<sub>1</sub>)および最小主圧縮応力(σ<sub>3</sub>)の向きは、両モデルとも応力測定デ ータ(Tanaka, 1986;斎藤・他, 1988)より、

 $\sigma_1 = 34.0 \text{ z [MPa]}$ 

 $\sigma_3 = 11.0 \text{ z [MPa]}$ 

とした。ただし、z [km]は深さである。この地域では横ずれ応力場となっていることから、 中間主応力(σ<sub>2</sub>)は鉛直でかぶり圧に等しいとすると、

σ<sub>2</sub> = 26.166 z [MPa]

となった。

破壊開始領域を仮定し、破壊の始まる領域の応力降下量を

 $\Delta \tau = a z [MPa]$ 

として、1回の活動によるすべり量を概ね再現できるような比例係数 a を試行錯誤的に求める。

破壊の始まる領域の応力降下量の比例係数 a を仮定し、静水圧条件が成り立つとすると、 動摩擦係数 ( $\mu_d$ )を決めることができる。更に、破壊の始まる区間での強度と応力降下量 の比 (S値; Andrews, 1976; Das and Aki, 1977)を 1.6と仮定すると、静摩擦係数 ( $\mu_s$ )が決まる。このときの摩擦係数は、破壊の始まる領域の走向によって異なるが、応力降 下量の比例係数 a が 0.8~1.2 で、間隙水圧を考慮しない場合、動摩擦係数は概ね 0.1~ 0.6程度となった。

断層面の境界条件には、Coulomb の破壊基準とすべり弱化の摩擦構成則(図2; Ida, 1972; Andrews, 1976)を仮定し、弾性体の運動方程式を数値的に解くことによって、断層 面上の破壊伝播過程を求めた。臨界すべり量(Dc)は、全区間共通で、浅部で長く、深部 では 0.50mで一定となるよう仮定した(表3)。また、断層面上で一様な cohesion を考慮 し、内田・他(2002)、古谷(2015)を参考に、0.02MPa と仮定した。

1回の活動によるすべり量について、地震調査研究推進本部(2017)では、讃岐山脈南 縁東部区間で2~7m程度の右横ずれ、讃岐山脈南縁西部区間で2~7m程度の右横ずれ、 石鎚山脈北縁区間で6~8m程度の右横ずれ、石鎚山脈北縁西部区間で2~5m程度の右 横ずれ、としている。また、最新活動に伴うすべり量分布については、堤・後藤(2006) にまとめられている。これらの値を満たすようなパラメータを探索することになるが、今 年度は、応力降下量の比例係数 a を 0.8、1.0、1.2の3通りに仮定して計算し、すべり量 がどの程度になるかを把握した。

2) 数值計算手法

数値計算には、差分法(Kase and Day, 2006)を用いた。空間グリッド間隔は、断層面 内方向に 200m、断層面外方向に 200m、時間刻みは、0.02 秒とした。

上記の条件で、破壊開始領域を変えて数値計算をおこない、得られたすべり量分布と、 実際の1回の活動によるすべり量を比較した。

3) シミュレーション結果

1回の活動によるすべり量分布を満たす地震シナリオとして、以下の8通りのシナリオ が得られた。

活動区間単独で活動して、すべり量分布を満たすことができたのは、讃岐山脈南縁東部 区間が単独で活動した場合(図3)のみであった。隣接する讃岐山脈南縁西部区間東側の 応力降下量(第4段における緑線と黒点線の差)が小さく、破壊が乗り移ることができな いことがわかる。

屈曲のある讃岐山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁西部区間では、屈曲を挟んだ片側のみ 活動する例が得られた。この場合にすべり量分布を満たすことができたのは、讃岐山脈南 縁西部区間東側(図4)、石鎚山脈北縁西部区間東側(図5)、石鎚山脈北縁西部区間西側 (図6)の3通りであった。屈曲を挟んで断層の走向が異なり、屈曲の先での剪断応力が

小さく、応力降下量が小さい、もしくは、負であるため、屈曲を越えて破壊が広がることができない。

複数区間が連動して、すべり量分布を満たすことができたのは、讃岐山脈南縁東部区間 と同西部区間が連動した場合(図7)のみであった。後述するように、連動するためには ある程度の応力降下量が必要であること、連動することによりすべり量が増えることから、 複数区間が連動するとすべり量が大きくなりがちで、1回の活動によるすべり量分布を満 たすことができるモデルは限られる。

活動区間の一部と隣接する活動区間が連動して、すべり量分布を満たすことができたの は、讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間東側が連動した場合(図8)、讃岐山脈南縁西部区 間西側と石鎚山脈北縁区間が連動した場合(図9)、讃岐山脈南縁西部区間西側と石鎚山脈 北縁区間、同西部区間西側が連動した場合(図10)の3通りであった。隣接する区間へ破 壊が乗り移ったものの、屈曲の先での応力降下量が小さいため、屈曲の先に破壊が広がら ない場合(図8)と、屈曲の先での応力降下量が小さいため、屈曲の先に破壊が広がらな い一方で、隣接する区間の応力降下量が大きく、強度が小さいため、破壊が乗り移ること ができる場合(図9、10)とがある。

1回の活動によるすべり量分布を満たさない地震シナリオとして、以下の6通りのシナ リオが得られた。

活動区間単独で活動する例では、石鎚山脈北縁区間が単独で活動した場合である(図 11)。 石鎚山脈北縁区間が単独で活動した場合は、すべり量が最新活動によるすべり量よりもか なり小さいが、松田(1980)から推定されるすべり量程度ではある。また、石鎚山脈北縁 区間のすべり量が最新活動によるすべり量を満たすシナリオは、すべて他区間と連動して いる。これらのことから、少なくとも最新活動は、石鎚山脈北縁区間が単独で活動したの ではなく、隣接する区間と連動した活動であった可能性がある。

活動区間の一部と隣接する活動区間が連動する例では、讃岐山脈南縁西部区間西側と石 鎚山脈北縁区間、同西部区間が連動した場合(図 12)、複数区間が連動する例では、讃岐 山脈南縁西部区間と石鎚山脈北縁区間が連動した場合(図 13)、石鎚山脈北縁区間と同西 部区間が連動した場合(図 14)、讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間、石鎚山脈北縁区間 の3区間が連動した場合(図 15)、4区間すべてが連動した場合(図 16)の5通りのシナ リオが得られた。これらのシナリオでは、複数区間が連動するため、応力降下量が大きく、 すべり量が大きくなっており、すべり量分布を満たすことが難しいことがわかる。その一 方で、初期応力状態で応力降下量がゼロもしくは負になっている領域では、特に深部で壊 れ残りの領域が生じることもある(図 16 の讃岐平野南縁西部区間東側と石鎚山脈北縁西 部区間東側)。

以上のように、σ<sub>1</sub>の向きと応力降下量の深さ依存性で決まる各区間の応力状態に応じ て、様々な活動パターンが得られた。σ<sub>1</sub>の向きと応力降下量の深さ依存性から、各区間の 初期応力分布が求められれば、連動のしやすさがある程度わかると期待される。しかし、 連動することによってすべり量が増えること(Kase, 2010)から、区間同士の相互作用を 考慮する必要がある。また、図9と図10からわかるように、初期応力状態が同じでも、破 壊開始点の位置が異なることで破壊領域が異なる場合もあり、破壊の directivity も考慮 する必要がある。そのため、各区間の初期応力分布のみで連動性を評価することは困難と 考えられる。

断層面上のすべり速度時刻歴の例を図 17~19 に示す。讃岐山脈南縁東部区間単独で活

動した場合(図3)は、概ね Kostrov 型のすべり速度関数となるが、深さ 2.0km より浅い ところでは、すべり速度の立ち上がりがやや緩やかになり、また、その最大値は破壊時刻 よりかなり遅れて現れることがある(図 17)。応力場の仮定から、地表近くの強度はかな り小さいため、深部での破壊による P 波で破壊が励起されるものの、主要なすべりは破壊 フロントの到着を待って発生していることを反映していると考えられる。

讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動した場合(図7)、破壊開始点のある東部区間 では、破壊進行方向が逆であることを考慮すれば、単独で活動した場合のすべり速度関数 (図17)と概ね同じである(図18a)。一方、破壊が乗り移る先の西部区間のすべり速度関 数は、主要なピークが複数現れ、またそれらの形状もKostrov型というよりは、逆三角形 型に近いなど、複雑な形状となっている。西部区間東側では、東部区間深部からの応力変 化で励起される破壊と、浅部で励起される破壊とが2方向から進展することを反映してい ると考えられる。また、西部区間西側では、応力降下量が小さいため、すべり速度は全体 に小さい。また、破壊が広がりにくく、破壊フロントが複雑な形状となるため、複数のピ ークがみられる。

4区間すべてが連動した場合(図 16)も、破壊開始点のある東部区間では、破壊進行方 向が逆であることを考慮すれば、単独で活動した場合のすべり速度関数(図 17)と概ね同 じである(図 19a)。ただし、応力降下量の深さ係数が大きいため、すべり速度の最大値も 大きくなっている。このモデルでは、讃岐山脈南縁西部区間東側と石鎚山脈北縁西部区間 東側で応力降下量が負であり、深部で壊れ残りの領域が生じている一方、讃岐山脈南縁西 部区間西側と石鎚山脈北縁区間、石鎚山脈北縁西部区間西側の応力降下量が強度に比して 大きく、S波速度以上での破壊伝播が生じている。このような応力状態を反映して、讃岐 山脈南縁西部区間東側と石鎚山脈北縁西部区間東側でのすべり速度は小さく、讃岐山脈南 縁西部区間西側と石鎚山脈北縁区間、石鎚山脈北縁西部区間西側でのすべり速度は大きく、 鋭いピークを有する形状となっている。

全体に、すべり速度時刻歴の形状は、各点の応力状態や破壊フロントの広がり方に強く 依存しており、応力場や摩擦構成則の仮定により相当に変化しうると考えられることに注 意が必要である。

115

表1 本研究で用いた断層モデルのパラメータ。讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間 の間は、幅0.4kmの左ステップで長さ0.6kmのギャップで、讃岐山脈南縁西部区間と 石鎚山脈北縁区間の間は、幅1.6kmの右ステップで長さ6.4kmのオーバーラップで、 石鎚山脈北縁区間と同西部区間の間は、幅2.0kmの右ステップで長さ1.4kmのオーバ ーラップで区切られている

区間名	讃岐山脈南縁西部		讃岐山脈南縁東部	
	(Sanuki W.) (Sanuki E.)			(Sanuki E.)
走向	N71.2°E	N75.0 $^{\circ}$ E	N80.8°E	N77.4°E
長さ [km]	6.4	50.2	24.6	52.7
傾斜角		$90\degree$		90 °
地震発生層の深さ[km]	15		15	
幅 [km]		15		15

区間名	石鎚山脈北縁西部 石鎚山脈北			石鎚山脈北縁
	(Ishizuchi W.) (I			(Ishizuchi)
走向	N74.3°E	N60.3°E	N71.2°E	N71.2°E
長さ [km]	15.6	14.8	1.4	17.0
傾斜角		90°		90 °
地震発生層の深さ [km]		15		15
幅 [km]		15		15

表2 本研究で用いた速度構造モデル。

上端の深さ [m]	P波速度 [m/s]	S波速度 [m/s]	密度 [kg/m <sup>3</sup> ]
0	3000	1700	2500
1000	6200	3600	2680

表3 本研究で用いた臨界変位量(Dc)モデル。z [km]は深さ。

上端の深さ	[m]	臨界変位量[m]
0		5.0 - 4.5 z
1000		0.5



図1 本研究で用いた断層モデル。地理院地図(国土地理院)に加筆。



図2 本研究で用いたすべり弱化の摩擦構成則。



図3 讃岐山脈南縁東部区間単独で活動した例。 σ<sub>1</sub>は東西方向、応力降下量の深さ係 数は1.0、μ<sub>s</sub> = 0.53714、μ<sub>d</sub> = 0.32217 で、地震モーメントは9.5×10<sup>19</sup>Nm、Mw7.3。 それぞれ、第1段の赤線が地表でのすべりの分布、灰色帯が1回の活動によるすべり 量の範囲(地震調査研究推進本部,2017)、黒線が堤・後藤(2006)による最新活動に 伴うすべり量の分布、第2段が断層面上のすべり量、第3段が断層面上の破壊時刻 で、星印は破壊開始点の位置、第4段の緑線が深さ10km での初期剪断応力、黒実線が 深さ10km での初期静摩擦応力、黒点線が深さ10km での初期動摩擦応力を示す。灰色 点線は、断層の折れ曲がり地点を示す。



係数は 1.0、 $\mu_s$  = 0.63728、 $\mu_d$  = 0.50849 で、地震モーメントは 3.6×10<sup>19</sup>Nm、 Mw7.0。図の詳細は、図 3 と同じ。



係数は 1.0、 $\mu_s = 0.41282$ 、 $\mu_d = 0.32044$  で、地震モーメントは 2.0×10<sup>19</sup>Nm、

Mw6.8。図の詳細は、図3と同じ。



係数は 1.0、 $\mu_s$  = 0.57489、 $\mu_d$  = 0.46076 で、地震モーメントは 1.5×10<sup>19</sup>Nm、

Mw6.7。図の詳細は、図3と同じ。



深さ係数は 1.0、 $\mu_s$  = 0.60636、 $\mu_d$  = 0.48564 で、地震モーメントは 2.5×10<sup>20</sup>Nm、 Mw7.5。図の詳細は、図 3 と同じ。



量の深さ係数は0.8、μ<sub>s</sub> = 0.59151、μ<sub>d</sub> = 0.49493で、地震モーメントは1.6× 10<sup>20</sup>Nm、Mw7.4。図の詳細は、図3と同じ。



降下量の深さ係数は 1.0、 $\mu_s = 0.58609$ 、 $\mu_d = 0.37877$  で、地震モーメントは 1.8× $10^{20}$ Nm、Mw7.4。図の詳細は、図 3 と同じ。



 例。σ<sub>1</sub>は東西、応力降下量の深さ係数は1.0、μ<sub>s</sub> = 0.58609、μ<sub>d</sub> = 0.37877 で、地 震モーメントは1.7×10<sup>20</sup>Nm、Mw7.4。図の詳細は、図3と同じ。



1.0、 $\mu_s$  = 0.64358、 $\mu_d$  = 0.44939 で、地震モーメントは 1.7×10<sup>19</sup>Nm、Mw6.8。図の 詳細は、図3と同じ。



は東西、応力降下量の深さ係数は 1.0、μ<sub>s</sub> = 0.59851、μ<sub>d</sub> = 0.39353 で、地震モーメ ントは 2.3×10<sup>20</sup>Nm、Mw7.5。図の詳細は、図 3 と同じ。



下量の深さ係数は 0.8、 $\mu_s$  = 0.52783、 $\mu_d$  = 0.4124 で、地震モーメントは 2.2× $10^{20}$ Nm、Mw7.5。図の詳細は、図 3 と同じ。



数は 1.2、 $\mu_s$  = 0.66748、 $\mu_d$  = 0.43445 で、地震モーメントは 9.8×10<sup>19</sup>Nm、Mw7.3。 図の詳細は、図 3 と同じ。



例。σ<sub>1</sub>はN60<sup>°</sup>W、応力降下量の深さ係数は1.0、μ<sub>s</sub> = 0.54115、μ<sub>d</sub> = 0.43291で、 地震モーメントは4.7×10<sup>20</sup>Nm、Mw7.7。図の詳細は、図3と同じ。



と同じ。



図 17 讃岐山脈南縁東部区間単独で活動した例(図3)での断層面上のすべり速度時 刻歴。表示した点の深さは、浅い方から順に、0、0.4、2.0、5.0、10.0kmである。横 軸は、各点の破壊時刻の1秒前から30秒後までを表示している。讃岐山脈南縁東部区 間上のもののみ示す。



図 18 讃岐山脈南縁東部区間と同西部区間が連動した例(図7)での断層面上のすべり速度時刻歴。図の詳細は、図17と同じ。(a) 讃岐山脈南縁東部区間。



図 18(続き)

(b) 讃岐山脈南縁西部区間。



図 19 4区間すべてが連動した例(図 16)での断層面上のすべり速度時刻歴。図の詳 細は、図 17と同じ。(a) 讃岐山脈南縁東部区間。



図 19(続き) (b) 讃岐山脈南縁西部区間。





図 19(続き) (d) 石鎚山脈北縁西部区間。

(c) 結論ならびに今後の課題

中央構造線断層帯讃岐山脈南縁東部区間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間 を対象として、既存情報と本事業の昨年度の成果を基に震源モデルを構築し、連動可能性 について調べた。

σ1の向きと応力降下量の深さ依存性で決まる各区間の応力状態に応じて、単独破壊も 含め、複数の連動パターンが得られ、その一部は1回の活動によるすべり量分布を満たす 地震シナリオであった。また、断層面上のすべり速度時刻歴についても、モデルごとの特 徴を調べた。地震シナリオ、すべり時刻歴ともに、応力場の設定に強く依存しており、よ り現実を反映したモデルを構築する必要があることを示している。

来年度は、サブテーマ1~3の結果を反映させて断層モデルを改良していくことになる が、速度構造モデル、応力場モデルの設定を再検討し、各区間、各地点でのすべり量を説 明しうるパラメータの範囲を調べた上で、連動可能性とその条件を検討する必要がある。

謝辞:図はGeneric Mapping Tool version 5.4.5 (Wessel et al., 2013) で作成しました。

## (d) 引用文献

Andrews, D.J., Rupture velocity of plane strain shear cracks, J. Geophys. Res., 81, 5679-5687, 1976.

- Das, S. and K. Aki, A numerical study of two-dimensional spontaneous rupture propagation, Geophys. J. R. Astro., 50, 643-668, 1977.
- 古谷綱崇,四国西南日本外帯地すべりにおけるすべり面決定法に関する研究,徳島大学博 士論文,110p,2015.
- 後藤秀昭・丹羽俊二・中田 高・岡田篤正・堤 浩之,1:25,000都市圏活断層図「松山」, 国土地理院,1998.
- 後藤秀昭・中田 高・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000都市圏活断 層図「池田」,国土地理院, 1999.
- Ida, Y., Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy, J. Geophys. Res., 77, 3796-3805, 1972.
- 伊藤谷生・井川 猛・足立幾久・伊勢崎修弘・平田 直・浅沼俊夫・宮内崇裕・松本みど り・高橋通浩・松澤進一・鈴木雅也・石田啓祐・奥池司郎・木村 学・國友孝洋・後藤 忠徳・澤田臣啓・竹下 徹・仲谷英夫・長谷川修一・前田卓哉・村田明広・山北 聡・ 山口和雄・山口 覚,四国中央構造線地下構造の総合物理探査,地質学雑誌,102,346-460,1996.
- 地震調査研究推進本部,中央構造線断層帯(金剛山地東縁-由布院)の長期評価(第二版), 162p, 2017.
- Kase, Y. and and S.M. Day, Spontaneous rupture processes on a bending fault, Geophys. Res. Let., 33, L10302, doi:10.1029/2006GL025870, 2006.
- Kase, Y., Slip-length scaling law for strike-slip multiple segment earthquakes based on dynamic rupture simulations, Bull. Seism. Soc. Am., 100, 473-481, 2010.

松田時彦・山崎晴雄・中田 高・今泉俊文, 1896 年陸羽地震の地震断層, 地震研究所彙報,

55, 795-855, 1980.

- 文部科学省研究開発局・産業技術総合研究所,連動型地震の発生予測のための活断層調査 研究 令和2年度成果報告書,91p,2021.
- Nakajima, J. and A. Hasegawa, Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism, Earth Planet. Sci. Let., 254, 90-105, 2007.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二,1:25,000都市圏活断層図「西条」, 国土地理院,1998.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子,1:25,000都市圏活断 層図「高松南部」,国土地理院,1999.
- 中田 高・後藤秀昭・岡田篤正・堤 浩之・丹羽俊二・小田切聡子,1:25,000都市圏活断 層図「脇町(第2版)」,国土地理院,2009.
- 大熊茂雄・金谷 弘,近畿地方西部地域,中国地方東部地域および北海道地方南部地域, PB-Rock 21 (日本列島基盤岩類データベース), RIO-DB (研究情報公開データベース), 87,産業技術総合研究所,2007.
- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二,1:25,000都市圏活断層図「郡中」, 国土地理院,1998.

岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子, 1:25,000都市圏活断
層図「徳島」,国土地理院,1999.

- 岡田篤正・堤 浩之・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子,1:25,000都市圏活断 層図「川島(第2版)」,国土地理院,2009.
- 岡田篤正・楮原京子・熊原康博・澤 祥・廣内大助,1:25,000都市圏活断層図「鳴門海峡」, 国土地理院,2014.
- 斎藤敏明・石田 毅・寺田 孚・田中 豊,実測結果に基づくわが国の地下岩盤内の初期 地圧状態の検討,土木学会論文集,394,Ⅲ-9,71-78,1988.
- Tanaka, Y., State of crustal stress inferred from in situ stress measurements, J. Phys. Earth, 34, S57-S70, 1986.
- 堤 浩之・後藤秀昭,四国の中央構造線断層帯の最新活動に伴う横ずれ変位量分布,地震 第2輯, 59, 117-132, 2006.
- 堤 浩之・岡田篤正・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二,1:25,000都市圏活断層図「新居浜」, 国土地理院,1998.
- 堤 浩之・岡田篤正・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子,1:25,000都市圏活断 層図「伊予三島」,国土地理院,1999.
- 内田純二・矢田部龍一・横田公忠・高田修三,和泉層群における切戸のり面の崩壊特性と 土質力学的検討,土木学会論文集,715,Ⅲ-60,179-186,2002.
- Wessel, P., W.H.F. Smith, R. Scharroo, J. Luis, and F. Wobbe, Generic Mapping Tools: Improved version released, EOS Trans. AGU, 94(45), 409-410, 2013. doi:10.1002/2013E0450001.

#### 4. 全体成果概要

これまで未解明であった主要活断層帯を震源とする連動型巨大地震の発生確率算出や 連動条件の検討を実施し、地震調査研究推進本部の長期評価における新たな評価手法を提 案することを目標として、本年度は中央構造線断層帯の讃岐山脈南縁東部区間から讃岐山 脈南縁西部区間を主な対象として、以下の調査研究を実施した。

サブテーマ1「変位履歴に基づく連動性評価のための活断層調査」では、讃岐山脈南縁東 部区間の鳴門断層及び鳴門南断層、讃岐山脈南縁西部区間の寒川断層を対象として、地震時 変位量、活動時期等を明らかにする変位履歴調査を実施した。鳴門断層の撫養町木津地区で は補備的な調査としてドローンLiDAR調査とボーリング調査を実施した。その結果、最近1回 ないし2回の活動に伴い、横ずれ変位7.7mと上下変位1.0mが生じた可能性を明らかにした。 鳴門南断層の阿波大谷地区において、昨年度に引き続き3Dトレンチ調査を実施し、過去4回 の古地震イベントを認定した。最新活動を1596年文禄(慶長)の大地震にした場合、平均発 生間隔は1200~1300年と算出された。また、GPR探査の結果と組み合わせて、3回分の累積横 ずれ量を15m程度と復元した。イベント毎の縦ずれ成分と横ずれ成分の比が同じであったと 仮定して、イベント毎の上下変位量の比を横ずれ累積変位量に分配した。その結果、地震時 横ずれ量は新しいイベントから、それぞれ6.9m、3.9m、5.3m、2.4mと推定された。地震 時変位量に基づく変位履歴から、4回のうち少なくとも2回のイベントが連動型イベントで あり、時間予測モデル的な繰り返しであった可能性を指摘した。讃岐山脈南縁西部区間の西 端付近を構成する寒川断層では、ドローンLiDAR調査及びGPR探査の結果、厳島神社の参道を 含む道路に3.0~4.0mの系統的な右横ずれが認められ、神社の建立時期である西暦816年以降 に形成されたものと推定した。

サブテーマ2「地殻応力場推定のための微小地震解析」では、四国地方の中央構造線及び その周辺地域で地震波走時トモグラフィ解析を実施した。昨年度に引き続き、解析領域や条 件を検討して、3次元地震波速度構造を再構築した。さらに、この速度構造を用いて微小地 震の震源再決定を行った結果、中央構造線の北側の一部では北傾斜に配列する傾向をもつ震 源分布が示された。これらの震源メカニズム解を検討した結果、北傾斜の節面をもつものだ けでなく、北傾斜からずれているものが混在することが明らかになった。また、既往の全国 応力地図により対象地域の応力場を概観した結果、四国地域全体では概ね東西方向の水平主 圧縮軸がみられた。一方、燧灘から香川県西部の中央構造線北側の地域では、南側の地域に 比べて軸が時計回りに30°程度回転していることが明らかになった。

サブテーマ3「三次元FEMによる断層モデルの高度化」では、昨年度に作成した有限要素 メッシュのプロトタイプを改良した。メッシュ生成プログラムを改変した結果、地下任意の 深さで断層面の折れ曲がりを表現することが可能となった。これを基に、中央構造線断層帯 の断層面の傾斜角度に関する2つの仮説(北傾斜仮説と高角仮説)について、有限要素法の 変位解析により力学的な観点で検討した。傾斜角や最大主応力方位を様々に変化させたパラ メトリックスタディーの結果、高角仮説が合理的なモデル形状と判断され、北傾斜仮説は棄 却された。

サブテーマ4「動的破壊シミュレーションによる連動性評価」では、讃岐山脈南縁東部区 間、同西部区間、石鎚山脈北縁区間、同西部区間を対象として、既存情報と昨年度成果を基 に震源モデルを構築し、連動可能性について検討した。その結果、最大主圧縮応力の向きと 応力降下量の深さ依存性で決まる各区間の応力状態に応じて、複数の連動パターンが得られ ることが明らかになった。さらに、断層面上のすべり速度時刻歴についても、モデルごとの 特徴を抽出して検討した。その結果、地震シナリオ、すべり時刻歴ともに、応力場の設定に 強く依存することが明らかになり、次年度には調査結果等をさらに反映した速度構造モデル と応力場モデルを再設定し、震源モデルを改良していく必要があることがわかった。

以上のように、1) 讃岐山脈南縁東部及び西部区間における変位履歴と連動履歴の予察 的検討、2) 断層帯周辺の3次元地震波速度構造の改良と微小地震の震源再決定、メカニ ズム解による断層形状の検討、3) 有限要素メッシュ生成プログラムの改良と力学的観点 からの震源断層面の傾斜角度の検証、4) 既存情報と昨年度成果に基づく震源モデルの再 構築と複数の連動条件の抽出などの新たな知見が得られた。

# 5. 成果の論文発表・口頭発表等

- (1)変位履歴に基づく連動性評価のための地形地質調査
  - (a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
近藤久雄 長大活断層の連動性評価の		第 34 回地質調査総合セン	令和3年
	研究-活断層調査と断層変	ターシンポジウム	11 月
	位計算		
Kondo, H., Preliminary results of 3D		AGU Fall Meeting 2021	令和3年
Kurosawa,	trench survey on the Naruto		12 月
H., Kimura,	Minami fault, the Median		
H., Goto, H.	Tectonic Line active fault		
	system, southwest Japan		
Kimura, H.,	Shallow subsurface	AGU Fall Meeting 2021	令和3年
Kondo,	structure of the Naruto		12 月
H.,Yamoto,	fault, the Median Tectonic		
М.,	Line active fault system,		
Kurosawa, H.	southwest Japan, revealed		
	by S-wave seismic		
	reflection profiling		

- (b)特許出願,ソフトウエア開発,仕様・標準等の策定
  - 1) 特許出願
    - なし
  - 2) ソフトウエア開発 なし
  - 3) 仕様・標準等の策定 なし
- (2) 地殻応力場推定のための微小地震解析
  - (a) 成果の論文発表・口頭発表等
    - なし
  - (b) 特許出願, ソフトウエア開発, 仕様・標準等の策定
    - 1) 特許出願
      - なし
    - 2) ソフトウエア開発

なし

 3) 仕様・標準等の策定 なし

- (3) 三次元 FEM による断層モデルの高度化
- (a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
竿本英貴·	有限要素解析による諏訪湖周辺	日本地球惑星科学連合	令和3年6
近藤久雄 断層面の傾斜角に関するパラメ		2021年大会	月
	トリックスタディー		

- (b)特許出願,ソフトウエア開発,仕様・標準等の策定
  - 1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(4) 動的破壊シミュレーションによる連動性評価

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
加瀬祐子	長大活断層の連動性評価の研究	第 34 回地質調査総合セン	令和3年
	- 地殻応力場と数値シミュレー	ターシンポジウム	11 月
	ションー		
加瀬祐子·	動力学的震源モデルに基づく中	日本地震学会 2021 年度秋	令和3年
浦田優美	央構造線断層帯の連動性の検討	期大会	10 月

(b)特許出願,ソフトウエア開発,仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウエア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

#### 6.むすび

本研究課題では、我が国の主要活断層帯で最も長大な活断層である中央構造線断層帯を対 象として、特に四国陸域で生じ得る連動型巨大地震を評価するため、これまで未解明であっ た連動型地震の発生確率の算出や連動条件の検討を目的とした調査研究を3カ年の計画で実 施している。最終的な成果は、地震調査研究推進本部の長期評価における新たな評価手法を 提案・確立することを目標とし、「活断層の長期評価手法(暫定版)」、全国地震動予測地 図に反映されることを目指している。

中央構造線断層帯は、我が国で最も長大で活動度が高い主要活断層帯の1つであり、これ までにも様々な研究機関で活断層調査や重点的な調査観測が実施されてきた。これらの既往 調査研究成果に加え、本研究課題では下記の4つのサブテーマで成果の共有や連携を図りつ つ、連動型巨大地震を評価するための新たな観点から調査研究を実施した。

1)変位履歴に基づく連動性評価のための活断層調査では、讃岐山脈南縁東部区間の鳴門 断層及び鳴門南断層、讃岐山脈南縁西部区間の寒川断層を対象として、変位履歴調査を実施 した。鳴門断層でドローンLiDAR調査とボーリング調査を実施した結果、最近1回ないし2回 の活動に伴い、横ずれ変位7.7mと上下変位1.0mが生じた可能性を明らかにした。鳴門南断 層において、昨年度に引き続き3Dトレンチ・GPR調査を実施した結果、過去4回の古地震イベ ントを認定し、平均発生間隔を1200~1300年と算出した。また、3回分を反映すると考えら れる15m程度の累積横ずれ量と、各イベントに伴う地震時変位量を復元し、連動型イベント の頻度等を検討した。讃岐山脈南縁西部区間の西端付近を構成する寒川断層では、ドローンL iDAR調査及びGPR探査等により、最新活動に伴う3.0~4.0mの系統的な右横ずれを検出した。

2)地殻応力場推定のための微小地震解析では、四国地方の中央構造線及びその周辺地 域で地震波走時トモグラフィ解析を実施し、3次元地震波速度構造を再構築して微小地震 の震源再決定を行った。その結果、中央構造線北側では北傾斜に配列する傾向をもつ震源 分布が示され、様々な節面を持つ震源メカニズム解が明らかになった。また、対象地域の 応力場を概観した結果、四国地域全体では水平主圧縮軸が概ね東西方向に対し、中央構造 線北側の一部では、軸が時計回りに 30°程度回転していることが明らかになった。

3) 三次元FEMによる断層モデルの高度化では、昨年度に作成した有限要素メッシュのプロ トタイプを改良し、地下の任意の深さで断層面の折れ曲がりを表現することを可能にした。 これをもとにして、中央構造線断層帯の震源断層面の傾斜角度に関する2つの仮説(北傾斜 仮説と高角仮説)について、既存文献のモデル形状を設定して、それぞれの妥当性を力学的 な観点で検討した。傾斜角や最大主応力方位を様々に変化させたパラメトリックスタディー の結果、高角仮説が合理的なモデル形状と判断でき、北傾斜仮説は棄却された。

4)動的破壊シミュレーションによる連動性評価では、昨年度に引き続き、既存情報と 昨年度の成果を反映して震源モデルを構築し、連動可能性について検討した。その結果、 最大主圧縮応力の向きと応力降下量の深さ依存性で決まる各区間の応力状態に応じて、複 数の連動パターンが得られた。さらに、断層面上のすべり速度時刻歴についてモデルごと の特徴を抽出した結果、地震シナリオとすべり時刻歴ともに、応力場の設定に強く依存す ることが明らかになった。その結果、最終年度には調査結果等をさらに反映した速度構造 モデルと応力場モデルを再設定して、震源モデルを改良する必要性を明らかにした。

以上のように、中間年度にあたる令和3年度は、各サブテーマの調査研究が概ね順調に進

捗し、最終年度で実施すべき検討課題を具体的に明らかにすることができた。引き続き、新たな評価手法の開発と確立を目指して、様々な課題を解決する調査研究を遂行する。

### 7. 外部評価委員会

## 7.1 活動報告

「連動型地震の発生予測に向けた活断層調査研究」外部評価委員会(第2回)

- 日時 令和4年3月29日(火) 15時00分~17時00分
- 場所 国立研究開発法人産業技術総合研究所つくば中央第七事業所(オンライン)
- 議事 1.事業全体の概要と計画
  - 2. 研究項目毎の計画と今年度の進捗状況
  - 3. その他

## 7.2 外部評価委員会

○委員

- 有識者
   国立大学法人岡山大学理学部地球科学科
   展元 崇委員長
   国立研究開発法人防災科学技術研究所地震津波防災研究部
   汐見勝彦委員
   国立大学法人東京大学地震研究所
- 2. 受託機関の研究者
  - 国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層 · 火山研究部門 近藤久雄(研究代表者) 国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層 · 火山研究部門 内出崇彦 国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層 · 火山研究部門 椎名高裕 国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層 · 火山研究部門 今西和俊 国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層 · 火山研究部門 如瀬祐子 国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層 · 火山研究部門 加瀬祐子

○オブザーバー

1. 委託元

文部科学省研究開発局地震·	防災研究課	川畑亮二
文部科学省研究開発局地震·	防災研究課	白濱吉起

2. 受託機関の研究者

一般財団法人電力中央研究所地球工学研究所 木村治夫 国立研究開発法人産業技術総合研究所活断層·火山研究部門 藤原 治